



**Ana Isabel Marques  
Antunes**

**Rochas Granitóides da Zona de Ossa Morena:  
magmatismo, geodinâmica e reconstituição geo-  
histórica**



**Ana Isabel Marques  
Antunes**

**Rochas Granitóides da Zona de Ossa Morena:  
magmatismo, geodinâmica e reconstituição geo-  
histórica**

Dissertação apresentada à Universidade de Aveiro para cumprimento dos requisitos necessários à obtenção do grau de Mestre em Ensino da Geologia e Biologia, realizada sob a orientação científica da Professora Doutora Maria do Rosário Azevedo, e do Professor Doutor José Francisco Santos, Professores Auxiliares do Departamento de Geociências da Universidade de Aveiro.



Dedico este trabalho aos meus avós Flora e Luís

## **o júri**

presidente

Professora Doutora Cristina Maria de Almeida Bernardes  
Professora associada da Universidade de Aveiro

Professora Doutora Maria do Rosário de Almeida Azevedo  
Professora auxiliar da Universidade de Aveiro

Professor Doutor José Francisco Santos  
Professor auxiliar da Universidade de Aveiro

Professor Doutor Jorge Manuel da Costa Pedro  
Professor auxiliar da Universidade de Évora

## **agradecimentos**

É difícil enumerar tão vasta lista de agradecimentos, pois todos quantos nos rodeiam e que conosco se relacionam, contribuem de uma ou de outra forma para o que somos e o que fazemos. No entanto há os que nos acompanham de perto, seja em corpo ou em espírito, sem os quais este pequeno grande passo não teria sido dado...

À Dr.<sup>a</sup> Maria do Rosário, pela presença constante e preciosa em todos os passos deste trabalho, pelo incansável apoio a todos os níveis e por todas as palavras de incentivo que soube dar na hora certa, sobretudo quando o cansaço me fazia querer baixar os braços.

Ao Dr. José Francisco pelo apoio e serenidade com que acompanhou todo o trabalho, pela paciência que demonstrou na revisão dos textos, tentando sempre que não me sentisse demasiado pressionada.

À Dr.<sup>a</sup> Beatriz Aguado pelo apoio técnico informático, e por ter sempre um sorriso aberto e uma palavra mesmo quando mergulhada em inúmeras tarefas.

A Dr.<sup>a</sup> Estela Martins pelo apoio laboratorial que foi determinante para a aplicação da técnica de determinação do teor em ferro das amostras.

À Sara Ribeiro pela realização das análises isotópicas das amostras.

Aos meus avós e ao Nuno por...TUDO (e mais alguma coisa)!

Aos meus pais e irmãos, Paula e Artur, que sempre me apoiaram e incentivaram a continuar.

À Flora e à Joana, porque partimos juntas para esta aventura, e como boas companheiras não deixámos que nenhuma se perdesse a meio da viagem.

## palavras-chave

Zona de Ossa Morena, ciclo orogénico varisco, rochas granitóides, ambientes geodinâmicos, assinaturas geoquímicas, geocronologia.

## resumo

A Zona de Ossa Morena (ZOM) é uma das grandes unidades geotectónicas da Cintura Varisca Ibérica. É composta por rochas metamorizadas de idades precâmblica e paleozóica, e por corpos de granitóides instalados predominantemente durante a orogenia varisca, embora também se encontrem testemunhos de magmatismo mais antigo. Em função da sua relação temporal com os episódios mais importantes de deformação, os granitóides variscos são habitualmente divididos em sin-tectónicos e tardi-pós-tectónicos.

Foram estudadas amostras de ortognaisses, correspondendo a granitóides pré-variscos, de Portalegre e de Alcáçovas. Os primeiros são rochas claramente peraluminosas, mas o seu carácter extremamente diferenciado não permitiu definir a natureza dos magmas primitivos. O ortogneisse de Alcáçovas, por seu turno, é fracamente peraluminoso e tem assinatura tipicamente calco-alcalina, sugerindo que o seu protólito ígneo se relacionasse com um processo orogénico ante-varisco (cadomiano?).

O plutonismo varisco sin-tectónico da ZOM é representado por corpos intrusivos com composições desde as dos gabros às dos monzogranitos, com predomínio dos tonalitos e granodioritos. São rochas essencialmente metaluminosas - embora também com representação de composições fracamente peraluminosas -, com assinatura macro e oligoelementar calco-alcalina, característica de ambiente de margem continental activa. Numa amostra do corpo intrusivo de São Manços, foi obtida uma idade Rb-Sr, usando o par Fsp-Anf, de 315 Ma.

Os granitóides tardi-pós-tectónicos, quando comparados com os sin-tectónicos, caracterizam-se por uma menor importância das litologias básicas e maior abundância de termos graníticos. As rochas deste grupo são predominantemente metaluminosas e fracamente peraluminosas, com uma representação menor de composições nitidamente peraluminosas, e definem uma associação calco-alcalina rica em K. A geoquímica oligoelementar sugere uma relação com ambientes de arco continental maduro e de colisão. Foram feitas datações RT-Minerais ou Mineral-Mineral de granitóides tardi-pós-tectónicos de três intrusões, com os seguintes resultados: 306 Ma (Figueira de Barros), 298 Ma (Reguengos) e 285 Ma (Nisa).

A geoquímica isotópica confirmou as afinidades de tipo-I das rochas granitóides variscas, quer sin-tectónicas quer tardi-pós-tectónicas, e sugeriu ainda que, nos processos de diversificação magmática em ambos os grupos, terão intervindo processos de hibridização entre magmas mantélicos e fundidos de anatexia infracrustal.

Os dados obtidos integram-se num conjunto amplo de evidências que sugerem que a ZOM, durante a orogenia varisca, tenha evoluído como uma margem continental activa.



## keywords

Ossa Morena Zone, Variscan orogenic cycle, granitoids, tectonic setting, geochemical signatures, geochronology.

## abstract

The Ossa Morena Zone (OMZ) is one of the major tectonostratigraphic units of the Iberian Variscan Belt. It is composed of folded, thrust and metamorphosed rocks of Precambrian and Palaeozoic age and abundant intrusive bodies emplaced before and during the Variscan orogenic cycle. According to their relationships with the main Variscan tectonic events, the Variscan granitoids are generally subdivided into two groups: syn-tectonic and late-post-tectonic.

The samples of pre-Variscan granitoids studied in this work are from two different intrusions: the Portalegre orthogneisses and the Alcáçovas orthogneisses. The former have extremely evolved compositions and a distinctive peraluminous character. As a result of the highly differentiated signature of these rocks, it was not possible to constrain the nature of their precursor magmas. The Alcáçovas orthogneisses show, on the other hand, slightly peraluminous compositions and a typical calc-alkaline signature, suggesting that their igneous protholith was produced during a pre-Variscan orogenic event (Cadomian?).

The syn-tectonic Variscan plutonism of the OMZ is represented by several intrusive bodies with compositions ranging from gabbros to monzogranites. The dominant lithological types are tonalites and granodiorites. The OMZ syn-tectonic granitoids vary from metaluminous to slightly peraluminous and show distinctive calc-alkaline affinities on major- and trace element variation diagrams. Their geochemical characteristics are consistent with a tectonic setting of active continental margin. The São Mansos granitoids yielded a Rb-Sr mineral (K feldspar-Amphibole) age of 315 Ma.

Compared to their syn-tectonic equivalents, the late-post-tectonic granitoids are characterized by a smaller abundance of basic lithologies and a predominance of acid rock types. These granitoids range from metaluminous to slightly peraluminous and exhibit high K calc-alkaline signatures, pointing to a collisional geodynamic setting of mature magmatic arc. Whole-rock–mineral and mineral–mineral Rb-Sr ages on three distinct intrusions yielded emplacement ages of 305 Ma (Figueira de Barros), 298 Ma (Reguengos) and 285 Ma (Nisa).

The Sr-Nd isotopic compositions of both syn-tectonic and late-post-tectonic granitoids support an I-type origin for these rocks and suggest that their parental magmas could have been produced by mixing of anatectic crustal melts with a juvenile mantle component.

Based on all the available petrographical, geochemical and isotopic evidence, it is proposed that the OMZ behaved as an active continental margin during the Variscan orogenic cycle.

# ÍNDICE

<b>1- INTRODUÇÃO</b>	<b>1</b>
1.1 OBJECTIVOS DO TRABALHO	1
1.2 METODOLOGIA DE TRABALHO	2
1.3 ESTRUTURA DA TESE	3
<b>2- ENQUADRAMENTO GEOLÓGICO</b>	<b>5</b>
2.1 LOCALIZAÇÃO NO QUADRO EUROPEU	5
2.2 O MACIÇO IBÉRICO	7
2.3 A ZONA DE OSSA MORENA	7
2.3.1 LIMITES	9
2.3.2 SUBDIVISÃO EM DOMÍNIOS	10
2.3.3 ESTRATIGRAFIA	10
2.3.3.1 PRÉ-CÂMBRICO	11
2.3.3.2 CÂMBRICO- FASE DE RIFTING	12
2.3.3.3 ORDOVICICO – SILÚRICO – DEVÓNICO INFERIOR - FASE DE MARGEM PASSIVA	13
2.3.3.4 DEVÓNICO SUPERIOR – PÉRMICO INFERIOR - FASE SIN-OROGÉNICA	14
2.3.4 DEFORMAÇÃO E METAMORFISMO	15
2.3.4.1 DOMÍNIO DA FAIXA BLASTOMILONÍTICA	15
2.3.4.2 DOMÍNIO ALTER DO CHÃO – ELVAS	15
2.3.4.3 DOMÍNIO ESTREMOZ – BARRANCOS	15
2.3.4.4 DOMÍNIO ÉVORA – BEJA	15
2.3.4.5 COMPLEXO OFIOLÍTICO DE BEJA - ACEBUCHES (COBA) E A FORMAÇÃO DO PULO DE LOBO	17
2.3.5 MAGMATISMO	18
2.3.5.1 MAGMATISMO PRÉ-VARISCO	19
2.3.5.2 MAGMATISMO VARISCO	20

<b>3- O ESTUDO DE ROCHAS GRANÍTICAS</b>	<b>23</b>
<b>3.1 COMPOSIÇÃO MINERALÓGICA DAS ROCHAS ÍGNEAS</b>	<b>23</b>
<b>3.2 CARACTERIZAÇÃO TEXTURAL E SEQUÊNCIAS DE CRISTALIZAÇÃO</b>	<b>25</b>
<b>3.3 GEOQUÍMICA DE ROCHAS GRANITÓIDES</b>	<b>27</b>
<b>3.3.1 CLASSIFICAÇÕES QUÍMICAS</b>	<b>28</b>
<b>3.3.2 CLASSIFICAÇÕES QUÍMICO-MINERALÓGICAS</b>	<b>30</b>
<b>3.3.3 CLASSIFICAÇÕES GENÉTICAS E TECTÓNICAS</b>	<b>33</b>
<b>3.4 CAUSAS DE VARIABILIDADE QUÍMICA EM GRANITÓIDES</b>	<b>35</b>
<b>3.5 GEOQUÍMICA ISOTÓPICA</b>	<b>36</b>
<b>3.5.1 OS ISÓTOPOS RADIOGÊNICOS EM GEOCRONOLOGIA</b>	<b>39</b>
<b>3.5.1.1 MECANISMOS DE DECAIMENTO RADIOACTIVO</b>	<b>39</b>
<b>3.5.1.2 TEMPO DE MEIA VIDA</b>	<b>40</b>
<b>3.5.1.3 LEI DO DECAIMENTO RADIOACTIVO</b>	<b>41</b>
<b>3.5.1.4 DATAÇÃO DE ROCHAS E MINERAIS PELO MÉTODO RUBÍDIO-ESTRÔNCIO</b>	<b>43</b>
<b>3.5.1.5 DATAÇÃO DE ROCHAS E MINERAIS PELO MÉTODO SAMÁRIO-NEODÍMIO</b>	<b>45</b>
<b>3.5.1.6 TEMPERATURA DE BLOQUEIO</b>	<b>46</b>
<b>3.5.1.7 INTERPRETAÇÃO DE DADOS GEOCRONOLÓGICOS</b>	<b>48</b>
<b>3.5.2 OS ISÓTOPOS RADIOGÊNICOS COMO INDICADORES PETROGENÉTICOS</b>	<b>49</b>
<b>3.5.2.1 RESERVATÓRIOS ISOTÓPICOS</b>	
<b>3.5.2.2 NOTAÇÃO EPSILON</b>	<b>52</b>
<b>3.5.2.3 IDADES MODELO</b>	<b>53</b>
<b>3.5.2.4 DIAGRAMAS DE CORRELAÇÃO ISOTÓPICA</b>	<b>54</b>
<b>4- PETROGRAFIA</b>	<b>57</b>
<b>4.1 GRANITÓIDES PRÉ-VARISCOS</b>	<b>57</b>
<b>4.1.1 ORTOGNAISSES PRÉ-HERCÍNICOS DE PORTALEGRE</b>	<b>57</b>
<b>4.1.2 ORTOGNAISSES PRÉ-VARISCOS DE ALCÁÇOVAS</b>	<b>60</b>



<b>4.2 GRANITÓIDES VARISCOS SIN-TECTÓNICOS</b>	61
<b>4.2.1 ROCHAS GABRÓICAS</b>	61
<b>4.2.2 ROCHAS DIORÍTICAS E TONALÍTICAS</b>	63
<b>4.2.3 ROCHAS GRANODIORÍTICAS</b>	65
<b>4.2.4 ROCHAS GRANÍTICAS</b>	66
<b>4.3 GRANITÓIDES VARISCOS TARDI-PÓS-TECTÓNICOS</b>	67
<b>4.3.1 ROCHAS DIORÍTICAS</b>	67
<b>4.3.2 ROCHAS TONALÍTICAS</b>	68
<b>4.3.3 ROCHAS GRANODIORÍTICAS</b>	69
<b>4.3.4 ROCHAS GRANÍTICAS</b>	72
<b>4.4 SÍNTESE PETROGRÁFICA</b>	76
 <b>5- GEOQUÍMICA</b>	 95
<b>5.1 GRANITÓIDES PRÉ-VARISCOS</b>	95
<b>5.1.1 CLASSIFICAÇÃO</b>	95
<b>5.1.2 GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS MAIORES - CARACTERIZAÇÃO GERAL</b>	97
<b>5.1.3 GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS VESTIGIAIS</b>	100
<b>5.1.3.1 DIAGRAMAS MULTIELEMENTARES NORMALIZADOS</b>	102
<b>5.1.3.2 PADRÕES DE TERRAS RARAS</b>	104
<b>5.1.3.3 DIAGRAMAS DE DISCRIMINAÇÃO TECTÓNICA DE PEARCE</b>	105
<b>5.2 GRANITÓIDES VARISCOS SIN-TECTÓNICOS</b>	106
<b>5.2.1 CLASSIFICAÇÃO E CARACTERIZAÇÃO GEOQUÍMICA GERAL</b>	107
<b>5.2.2 GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS MAIORES – DIAGRAMAS DE HARKER</b>	110
<b>5.2.3 GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS VESTIGIAIS</b>	114
<b>5.2.3.1 ELEMENTOS DE GRANDE RAZÃO IÓNICO (LILE)</b>	114
<b>5.2.3.2 ELEMENTOS DE GRANDE FORÇA DE CAMPO (HFSE)</b>	115
<b>5.2.3.3 PADRÕES DE TERRAS RARAS (TR)</b>	117
<b>5.2.3.4 DIAGRAMAS MULTIELEMENTARES NORMALIZADOS</b>	119
<b>5.2.3.5 DIAGRAMAS DE DISCRIMINAÇÃO TECTÓNICA DE PEARCE</b>	121

<b>5.3 GRANITÓIDES VARISCOS TARDI-PÓS-TECTÓNICOS</b>	122
<b>5.3.1 CLASSIFICAÇÃO E CARACTERIZAÇÃO GEOQUÍMICA GERAL</b>	122
<b>5.3.2 GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS MAIORES – DIAGRAMAS DE HARKER</b>	126
<b>5.3.3 GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS VESTIGIAIS</b>	128
<b>5.3.3.1 ELEMENTOS DE GRANDE RAIO IÔNICO (LILE)</b>	128
<b>5.3.3.2 ELEMENTOS DE GRANDE FORÇA DE CAMPO (HFSE)</b>	129
<b>5.3.3.3 PADRÕES DE TERRAS RARAS (TR)</b>	130
<b>5.3.3.4 DIAGRAMAS MULTIELEMENTARES NORMALIZADOS</b>	130
<b>5.3.3.5 DIAGRAMAS DE DISCRIMINAÇÃO TECTÓNICA DE PEARCE</b>	133
 <b>6- GEOQUÍMICA ISOTÓPICA E CONCLUSÕES FINAIS</b>	135
<b>6.1 GEOCRONOLOGIA Rb-Sr</b>	135
<b>6.1.1 GRANITÓIDES SIN-TECTÓNICOS</b>	136
<b>6.1.1.1 DIORITO - TONALITO DE SÃO MANÇOS</b>	136
<b>6.1.2 GRANITÓIDES TARDI-PÓS-TECTÓNICOS</b>	137
<b>6.1.2.1 TONALITO DE FIGUEIRA DE BARROS</b>	137
<b>6.1.2.2 GRANITO DE NISA</b>	138
<b>6.1.2.3 GRANODIORITO DE REGUENGOS</b>	139
<b>6.2 GEOQUÍMICA ISOTÓPICA</b>	140
<b>6.3 IDADES-MODELO</b>	141
<b>6.4 CONCLUSÕES FINAIS</b>	143
<b>7- APLICAÇÃO DIDÁCTICA</b>	147
<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS</b>	153
<b>ANEXO I- PREPARAÇÃO QUÍMICA DE AMOSTRAS DE ROCHAS E MINERAIS PARA DETERMINAÇÃO DE <math>Fe^{2+}</math></b>	163
<b>ANEXO II- RESULTADOS DAS ANÁLISES QUÍMICAS DAS AMOSTRAS DE GRANITÓIDES DA ZONA DE OSSA MORENA</b>	171
<b>ANEXO III- PROGRAMA DA DISCIPLINA DE BIOLOGIA E GEOLOGIA 10ºANO</b>	175

## Capítulo II

<b>Figura 2.1</b> - Esquema das principais divisões da Europa segundo Stille.	5
<b>Figura 2.2</b> - Principais unidades geológicas da Península Ibérica.	6
<b>Figura 2.3</b> - Esquema das principais zonas do Maciço Ibérico.	8
<b>Figura 2.4</b> - Esquema geológico simplificado da Zona Ossa Morena.	9
<b>Figura 2.5</b> - Subdivisão da Zona de Ossa Morena em domínios de acordo com Oliveira <i>et al.</i> (1991).	11
<b>Figura 2.6</b> - Quadro dos principais acontecimentos tectono-estratigráficos da Zona de Ossa Morena.	18
<b>Figura 2.7</b> - Mapa geral da Zona Ossa Morena, com indicação das principais unidades geológicas.	19

## Capítulo III

<b>Tabela 3.1</b> - Síntese dos principais tipos de granitóides e sua caracterização geral.	28
<b>Figura 3.1</b> - a) Diagrama QAPF para as rochas ígneas plutónicas com $M < 90\%$ (Le Maitre <i>et al.</i> , 1989); b) localização do campo dos granitos no diagrama QAPF.	24
<b>Figura 3.2</b> - Diagramas de Harker para uma associação de rochas magmáticas.	31
<b>Figura 3.3</b> - Classificação das rochas ígneas com base nas proporções moleculares de $Al_2O_3/CaO+Na_2O+K_2O$ (A/CNK).	31
<b>Figura 3.4</b> - Principais características químicas e mineralógicas dos diferentes tipos de granitóides.	33
<b>Figura 3.5</b> - Classificação de granitóides com base no ambiente geotectónico.	34
<b>Figura 3.6</b> - Diagramas de discriminação tectónica de Pearce.	34
<b>Figura 3.7</b> - Diagrama representativo dos principais processos que controlam a composição química das rochas ígneas	36
<b>Figura 3.8</b> - Diagrama representativo das diferentes fases desenvolvidas no estudo das rochas graníticas.	37
<b>Figura 3.9</b> - Decaimento $\alpha$	39

<b>Figura 3.10-</b> Decaimento por captura electrónica	40
<b>Figura 3.11-</b> Decaimento por emissão $\beta$	40
<b>Figura 3.12-</b> Gráfico ilustrativo da lei básica do decaimento radioactivo.	41
<b>Figura 3.13-</b> Diagrama isocrónico $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ vs $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ mostrando a evolução de uma série de rochas ígneas co-magmáticas no tempo 0 (a), ao fim de 500 Ma (b) e depois de transcorridos 1000 Ma (c).	45
<b>Figura 3.14-</b> Temperatura de bloqueio: (1) Curva de arrefecimento do mineral; (2) Curva de acumulação do isótopo radiogénico, $T_B$ – temperatura de bloqueio.	47
<b>Figura 3.15-</b> Temperaturas de bloqueio para diferentes minerais.	47
<b>Figura 3.16-</b> Evolução isotópica do Rb e do Sr no manto superior, assumindo que um evento de fusão parcial de grande escala produziu rochas continentais de tipo granitóide aos 3 biliões de anos.	50
<b>Fig. 3.17-</b> Evolução isotópica do Sm e do Nd no manto superior, assumindo que um evento de fusão parcial de grande escala produziu rochas continentais de tipo granitóide aos 3 biliões de anos.	50
<b>Figura 3.18-</b> Evolução da razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ com o tempo comparada com dois modelos do manto: CHUR e DM.	54
<b>Figura 3.19-</b> Diagrama de correlação isotópica mostrando as posições relativas das fontes mantélicas empobrecidas e enriquecidas.	55

## CAPÍTULO IV

<b>Figura 4.1 -</b> Mapa de amostragem dos granitóides da ZOM.	58
<b>Figura 4.2-</b> Esquema simplificado da composição mineralógica das principais rochas granitóides estudadas.	76

## CAPÍTULO V

<b>Figura 5.1-</b> Classificação dos granitóides pré-variscos usando os parâmetros R1 e R2 de De La Roche.	96
<b>Figura 5.2-</b> Diagrama de variação do índice peraluminosidade nas amostras de granitóides pré-variscos e comparação com o mesmo diagrama retirado de Clarke(1981).	97
<b>Figura 5.3-</b> Diagrama A-B de minerais característicos de Debon & Le Fort(1983) para os granitóides pré-variscos.	98
<b>Figura 5.4-</b> Diagrama AFM ( $A=K_2O+Na_2O$ ; $F=FeO+Fe_2O_3$ ; $M=MgO$ ) para os	

granitóides pré-variscos, e diagrama AFM (Blatt,1997).	99
<b>Figura 5.5-</b> Representação das amostras de granitóides pré-variscos nos diagramas (a) MALI (Frost,2001), (b) Si-K (Middlemost,1975) e (c) FeO/(FeO+MgO) (Frost,2001).	100
<b>Tabela 5.1-</b> Coeficientes de partilha para o Ti, o Sr, o Ba e o Rb em líquidos dacítico-riolíticos.	102
<b>Figura 5.6-</b> Diagrama multi-elementar para amostras representativas dos granitóides pré-variscos, normalizadas para valores do manto primitivo.	103
<b>Figura 5.7-</b> Padrões de Terras Raras para amostras representativas dos granitóides pré-variscos, normalizadas para a composição dos condritos.	105
<b>Figura 5.8-</b> Diagramas de Pearce para amostras representativas dos granitóides pré-variscos.	106
<b>Figura 5.9-</b> Classificação dos granitóides sin-tectónicos usando os parâmetros R1 e R2 de La Roche <i>et al.</i> (1980), calculados a partir de proporções milicatiónicas.	107
<b>Figura 5.10-</b> Diagrama de variação A/CNK vs. SiO <sub>2</sub> para amostras de granitóides sin-tectónicos.	108
<b>Figura 5.11-</b> Diagrama A-B de minerais característicos de Debon & Le Fort(1983) para os granitóides sin-tectónicos.	109
<b>Figura 5.12-</b> Diagrama AFM (A=K <sub>2</sub> O+Na <sub>2</sub> O; F=FeO+Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ; M=MgO) para os granitóides sin-tectónicos.	110
<b>Figura 5.13-</b> Representação das amostras de granitóides sin-tectónicos no diagrama K <sub>2</sub> O vs. SiO <sub>2</sub> .	110
<b>Figura 5.14-</b> Representação das amostras de granitóides sin.tectónicos nos diagramas de Frost <i>et al.</i> (2001): (a) MALI vs. SiO <sub>2</sub> e (b) FeO <sub>T</sub> /(FeO <sub>T</sub> +MgO) vs SiO <sub>2</sub> .	111
<b>Figura 5.15-</b> Diagramas de Harker para as amostras de granitóides sin-tectónicos.	112
<b>Figura 5.16-</b> Diagramas de Harker para os elementos de grande raio iónico (LILE) nas amostras de granitóides sin-tectónicos.	114
<b>Tabela 5.2-</b> Coeficientes de partilha para o Y, o Ta, o Hf e o Zr em líquidos dacítico-riolíticos.	116
<b>Figura 5.17-</b> Diagramas de Harker para os elementos de grande força de campo (HFSE) nas amostras de granitóides sin-tectónicos.	116
<b>Figura 5.18-</b> Padrões de Terras Raras para amostras representativas dos	

granitóides sin-tectónicos, normalizadas para a composição dos condritos de Evensen (1978). 118

**Figura 5.19-** Diagramas multielementares para amostras representativas dos granitóides sin-tectónicos, normalizadas para valores do manto primitivo (Sun & McDonough, 1989): (a) NE Alentejano; (b) Maciço de Évora. 120

**Figura 5.20-** Diagramas de Pearce *et al.* (1984) para amostras representativas dos granitóides sin-tectónicos. 121

**Figura 5.21-** Classificação dos granitóides tardi-pós-tectónicos usando os parâmetros R1 e R2 de La Roche *et al.* (1980), calculados a partir de proporções milicatiónicas das amostras. 122

**Figura 5.22-** Diagrama de variação A/CNK vs. SiO<sub>2</sub> para as amostras de granitóides tardi-pós-tectónicos. 123

**Figura 5.23-** Diagrama AFM para os granitóides tardi-pós-tectónicos. 123

**Figura 5.24-** Diagrama A-B de Debon & Le Fort (1983) para os granitóides tardi-pós-tectónicos. 124

**Figura 5.25-** Representação das amostras de granitóides tardi a pós-tectónicos no diagrama K<sub>2</sub>O vs. SiO<sub>2</sub>. 124

**Figura 5.26-** Diagramas de Frost *et al.* (2001) para as amostras de granitóides tardi-pós-tectónicos 125

**Figura 5.27-** Diagramas de Harker nas amostras de granitóides tardi-pós-tectónicos. 126

**Figura 5.28-** Diagramas de variação Harker dos elementos de grande raio iónico (LILE) para as amostras de granitóides tardi-pós-tectónicos. 128

**Figura 5.29-** Diagramas de variação Harker para os elementos de grande força de campo (HFSE) nas amostras de granitóides tardi-pós-tectónicos. 129

**Figura 5.30-** Padrões de Terras Raras para amostras representativas dos granitóides tardi-pós-tectónicos, normalizadas para a composição dos condritos de Evensen (1978). 131

**Figura 5.31-** Diagrama multi-elementar para amostras representativas dos granitóides tardi a pós-tectónicos, normalizadas para valores do manto primitivo. 132

**Figura 5.32-** Diagramas de Pearce *et al.* (1984) para amostras representativas dos granitóides tardi-pós-tectónicos da Zona de Ossa Morena. 133

## CAPÍTULO VI

<b>Tabela 6.1-</b> Dados isotópicos Rb - Sr em rocha-total e minerais (amostra Ossa 34).	136
<b>Figura 6.1</b> - Diagramas isocrónicos Rb-Sr: (a) Fsp – Anf – Bt – RT; (b) Fsp-Anf.	136
<b>Tabela 6.2-</b> Dados isotópicos Rb - Sr em rocha-total e minerais (amostra Ossa 25A).	136
<b>Figura 6.2</b> - Diagrama isocrónico Rb-Sr para a amostra Ossa 25A, Fsp – Anf – Bt – RT.	138
<b>Figura 6.3</b> - Diagrama isocrónico Rb-Sr, RT – Bt - Ms (Ossa 1).	138
<b>Tabela 6.3-</b> Dados isotópicos Rb - Sr em rocha-total e minerais (amostra Ossa 1).	138
<b>Tabela 6.4</b> - Dados isotópicos Rb - Sr em rocha-total e minerais (amostra Ossa 32B).	139
<b>Figura 6.4</b> - Diagrama isocrónico Rb-Sr: (a) RT – Bt – Fsp – Anf; (b) Fsp .	140
<b>Figura 6.5</b> - Diagrama de correlação isotópica para os granitóides variscos da ZOM: (a) sin-tectónicos e (b) tardi-pós-tectónicos.	141
<b>Tabela 6.5</b> - Idades modelo das amostras de granitóides sin e tardi-pós orogénicos da ZOM.	142
<b>Figura 6.6</b> - Diagrama $\epsilon\text{Nd}$ vs tempo geológico.	143

## CAPÍTULO VII

<b>Tabela 7.1-</b> Sequência de slides da aplicação didáctica “As rochas e o tempo”.	150
--	-----

## **CAPÍTULO I**

### **INTRODUÇÃO**

A dissertação para a obtenção do título de mestre que aqui se apresenta intitula-se “Rochas Granitóides da Zona de Ossa Morena: Magmatismo, Geodinâmica e Reconstituição Geo-histórica”. A tese tem como principal objectivo efectuar um estudo dos granitóides da Zona de Ossa Morena, com vista à elaboração de materiais didácticos de apoio aos novos programas da disciplina de Biologia e Geologia do 10º ano de escolaridade.

Do ponto de vista geológico e à escala regional, a Zona de Ossa Morena constitui uma das grandes unidades geotectónicas do Maciço Ibérico. É composta por rochas metassedimentares de idades compreendidas entre o Precâmbrico e o Carbónico, afectadas por deformação e metamorfismo de intensidade variável durante a orogenia varisca, e por abundantes volumes de intrusões graníticas. Embora existam numerosos trabalhos incidindo sobre a estratigrafia, estrutura, metamorfismo, magmatismo e geocronologia da Zona de Ossa Morena, a informação disponível é ainda escassa. Deste modo, espera-se que esta tese possa contribuir para uma melhor compreensão dos processos petrogenéticos envolvidos na formação das rochas graníticas da Zona de Ossa Morena.

#### **1.1 OBJECTIVOS DO TRABALHO**

Para a realização deste trabalho foram definidos os seguintes objectivos principais:

- Caracterização petrográfica, geoquímica e isotópica de diferentes intrusões graníticas da Zona de Ossa Morena, com vista a contribuir para um melhor conhecimento do plutonismo varisco e pré-varisco neste sector do Maciço Ibérico;
- Elaboração de materiais didácticos para alunos e docentes de Biologia e Geologia do 10º ano de escolaridade do Ensino Básico e Secundário, tendo como preocupação fundamental a exploração do conceito de Tempo geológico.

Tendo em conta os objectivos propostos, optou-se por estruturar a tese em dois grandes módulos: (1) o primeiro, respeitante ao trabalho de investigação desenvolvido sobre os granitóides na Zona de Ossa Morena e (2) o segundo, dedicado à aplicação didáctica.



## 1.2 METODOLOGIA DE TRABALHO

A actividade desenvolvida durante o período de preparação da tese incluiu as seguintes etapas fundamentais: pesquisa bibliográfica, estudo petrográfico, geoquímico e isotópico dos granitóides da ZOM com base nas amostras existentes, interpretação dos resultados e elaboração de materiais didácticos.

A pesquisa bibliográfica envolveu, numa fase inicial, a consulta de mapas, relatórios de trabalho e publicações ligados à Zona de Ossa Morena de modo a sintetizar a informação disponível sobre a área em estudo. Posteriormente, já no decurso do trabalho, a consulta bibliográfica destinou-se fundamentalmente a apoiar a interpretação dos dados obtidos.

O estudo petrográfico incidiu num conjunto de amostras, representativas dos diferentes tipos de granitóides da Zona de Ossa Morena, colhidas por J.F. Santos e U. Cordani durante uma campanha de amostragem realizada em 1997. A caracterização petrográfica (109 lâminas delgadas) compreendeu a identificação das principais paragénese minerais, a descrição textural e, sempre que possível, a definição da ordem de cristalização.

Com base nas análises químicas sobre rocha total de 23 amostras, procedeu-se à caracterização geoquímica macro e oligoelementar dos diferentes tipos de granitóides da ZOM, tendo com principal objectivo determinar a natureza dos magmas que lhes deram origem e identificar os processos que controlaram a sua evolução. A obtenção de dados isotópicos Rb-Sr e Sm-Nd para as amostras estudadas permitiu definir a idade de instalação de alguns corpos graníticos e os possíveis reservatórios fonte envolvidos na petrogénese destes granitóides.

As análises químicas de rocha total foram efectuadas nos Activation Laboratories Ltd. (Canadá), por espectrometria de emissão de plasma ICP (técnica de fusão) para os elementos maiores e por ICP-MS para elementos vestigiais, incluindo elementos de Terras Raras. Num grupo restrito de amostras determinou-se ainda o teor em  $\text{Fe}^{2+}$  por titulação, no laboratório de Geoquímica do Departamento de Geociências da Universidade de Aveiro.

Com excepção de uma amostra, todas as análises isotópicas Rb-Sr (rocha total) foram realizadas no Centro de Pesquisas Geocronológicas da Universidade de São Paulo, Brasil. Os concentrados de minerais (anfíbola, feldspato, micas) e a amostra Ossa 1 (rocha total) foram analisados por diluição isotópica no espectrómetro de massa VG Sector 54 do Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade de Aveiro.

Por fim, e uma vez concluído o trabalho de investigação em Geologia, decorreu a fase de pesquisa bibliográfica no âmbito da Didáctica das Geociências, com o objectivo último de se proceder à preparação de um módulo didáctico sobre o tempo geológico, destinado a alunos do 10º ano de escolaridade, da disciplina de Biologia e Geologia.

### **1.3 ESTRUTURA DA TESE**

Este trabalho, desenvolvido ao longo de dezoito meses culminou com a apresentação destas páginas, estruturadas em sete grandes capítulos.

No primeiro, de carácter introdutório, apresentam-se os objectivos e a metodologia de trabalho seguida. O segundo capítulo versa sobre a Geologia da Zona de Ossa Morena, e nele é feita a síntese das suas características estratigráficas, tectónicas, metamórficas e magmáticas. Segue-se um capítulo em que se introduzem os principais critérios usados no estudo das rochas graníticas, que poderá constituir uma base de apoio para os docentes do Ensino Básico e Secundário.

A caracterização petrográfica, geoquímica e isotópica das amostras é tratada nos capítulos 4, 5 e 6, respectivamente.

Finalmente, apresenta-se no capítulo 7 uma sugestão de exploração do tema estudado do ponto de vista didáctico, destinado a alunos do 10º ano de escolaridade, da disciplina de Biologia e Geologia, esperando que possa constituir um auxiliar à prática de sala de aula.



## **CAPÍTULO II**

### **ENQUADRAMENTO GEOLÓGICO**

O presente trabalho incide sobre o plutonismo granítico da Zona de Ossa-Morena pelo que se afigura relevante apresentar as principais características dessa grande unidade geotectónica, relacioná-la com os restantes sectores do Maciço Ibérico e enquadrá-la num contexto geodinâmico mais amplo.

#### **2.1 LOCALIZAÇÃO NO QUADRO EUROPEU**

Segundo Stille (1924), o continente europeu é constituído por diferentes fragmentos sucessivamente cratonizados: a Eo-Europa precâmbrica, domínio estabilizado no final do Precâmbrico, a Paleo-Europa caledónica, domínio estabilizado no final do Paleozóico inferior, a Meso-Europa hercínica, domínio estabilizado no final do Paleozóico superior, e a Neo-Europa alpina, domínio intensamente deformado no Cenozóico inferior/médio (Terciário) e ainda não completamente estabilizado (Fig. 2.1).

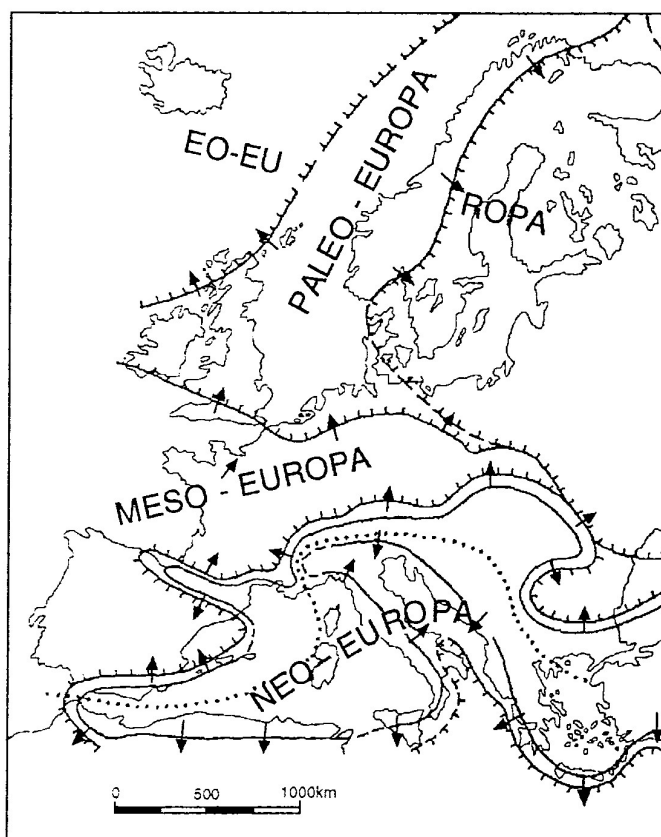


Figura 2.1: Esquema das principais divisões da Europa segundo Stille (1924), modificado de Ribeiro *et al.* (1979).

Neste quadro, a Península Ibérica integra-se fundamentalmente na Meso-Europa. O soco pré-mesozóico, também conhecido como Maciço Ibérico, ocupa a parte central e ocidental da Península, sendo limitado, a sudeste e a nordeste, pela cadeia alpina e, a oeste, pelo oceano Atlântico (Fig. 2.2).

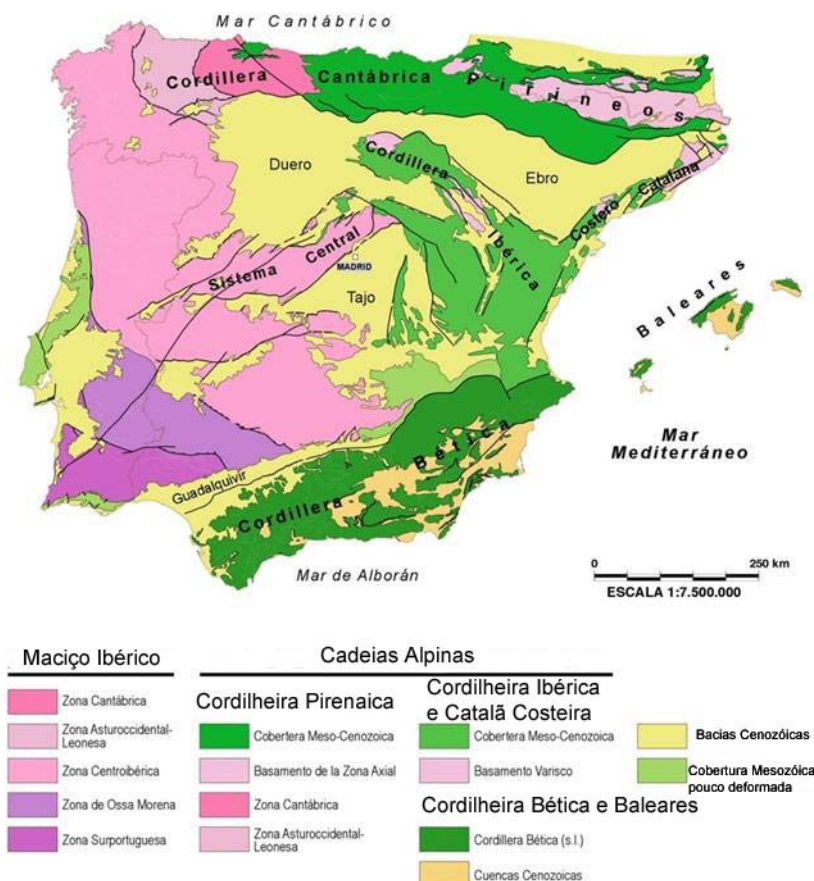


Figura 2.2: Principais unidades geológicas da Península Ibérica (extraído de Vera *et al.*, 2004).

Deve-se a Franz Lotze, o primeiro reconhecimento de que o Maciço Ibérico é composto por domínios com características estratigráficas, metamórficas, tectónicas, magmáticas e metalogenéticas distintas. Com base nessas diferenças, Lotze (1945) subdividiu o Maciço Ibérico em seis grandes zonas. Posteriormente, este esquema veio a ser modificado por Julivert *et al.* (1972) e Farias *et al.* (1987), levando à individualização das seguintes unidades geotectónicas (Fig. 2.2):

- Zona Cantábrica (ZC)
- Zona Astúrico Ocidental Leonesa (ZAOL)
- Zona da Galiza Trás-os-Montes (ZGTM)
- Zona Centro-Ibérica (ZCI)
- Zona de Ossa-Morena (ZOM)

- Zona Sul-Portuguesa (ZSP)

Segundo Sánchez-García *et al.* (2003), a história evolutiva do Maciço Ibérico compreende seis etapas principais:

1. Neoproterozóico – início do Câmbrio: acreção de um arco continental (Zona de Ossa-Morena) à margem passiva do continente Gondwana. Este evento testemunharia o desenvolvimento da orogenia cadomiana na Península Ibérica.

2. Rifting câmbrio-ordovícico: abertura de uma nova área oceânica, provavelmente parte do oceano Rheic, marginando a Gondwana (já depois da incorporação da ZOM).

3. Ordovícico-Devónico: transição de uma situação de rifting para uma fase de margem passiva com expansão do oceano Rheic.

4. Paleozóico superior: orogenia varisca envolvendo a colisão dos continentes Gondwana e Laurussia e consequente formação de um único supercontinente - Pangea.

5. Rifting mesozóico: abertura dos oceanos Tethys e Atlântico e individualização da microplaca ibérica. Além de uma parte da margem gondwânica (ZC, ZAOL, ZCI, ZOM), esta microplaca incluiu fragmentos de blocos continentais de provável proveniência laurussiana - avaloniana (ZSP e unidades exóticas da ZGTM).

6. Mesozóico superior - Cenozóico: orogenia alpina, culminando com a amalgamação da microplaca ibérica com a Eurásia.

No contexto geodinâmico actual, a Península Ibérica está localizada na Placa Euro-Asiática, junto ao limite com a Placa Africana. Após o Pérmico, a evolução do território português foi dominada, pela abertura do Atlântico e pelas suas repercussões na restante crosta continental ibérica.

## **2.2 O MACIÇO IBÉRICO**

A estrutura do Maciço Ibérico apresenta simetria bilateral. Nas zonas mais externas (ZC, a Norte, e ZSP, a Sul), a deformação varisca afecta sobretudo níveis superficiais da crosta, o metamorfismo não ultrapassa o grau baixo e o plutonismo tem presença escassa. Nas zonas mais internas (ZAOL, ZCI e ZOM), as rochas do Precâmbrio e Paleozóico inferior estão mais bem representadas, a deformação atinge níveis crustais mais profundos, o metamorfismo varia de baixo a alto grau e o plutonismo é bastante intenso.

A referida simetria manifesta-se igualmente na orientação das estruturas tectónicas, sendo possível individualizar um ramo norte (ZC, ZAOL e parte setentrional da ZCI), com vergência para NE, e um ramo sul (ZOM, ZSP), com vergência para SW. Entre ambos os domínios, localiza-se uma zona de vergências indefinidas que a maioria dos autores engloba no ramo norte. Observa-se ainda uma migração centrífuga da deformação das zonas internas para as zonas externas.

## 2.3 A ZONA DE OSSA-MORENA (ZOM)

A Zona de Ossa-Morena constitui uma das unidades geotectónicas mais controversas da Cadeia Hercínica Ibérica (Fig. 2.3). Tais controvérsias têm incidido sobre a definição de limites, subdivisões principais e correlações estratigráficas, bem como sobre o significado geodinâmico de algumas unidades. Contudo, o tema que mais polémica tem causado nas duas últimas décadas é a existência, ou não, de testemunhos de um ciclo orogénico pré-varisco nesta zona. Um número significativo de autores (e.g. Quesada, 1990a, 1990b; Ribeiro *et al.*, 1990; Ábalos *et al.*, 2002) aceita que a ZOM foi afectada por um ciclo orogénico polifásico no final do Precâmbrico, embora o seu conhecimento seja dificultado devido à intensa reactivação que ocorreu durante a orogenia varisca.

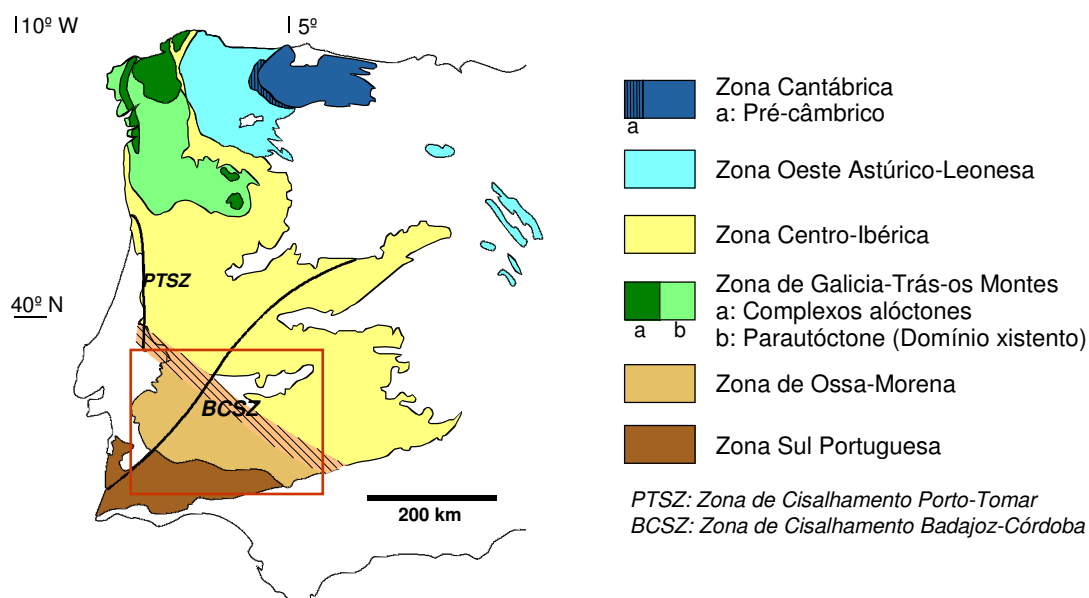


Figura 2.3: Esquema das principais zonas do Maciço Ibérico indicando-se a localização da Zona de Ossa-Morena, modificado de Pérez-Estaún *et al.* (2004)

### 2.3.1 LIMITES

A Zona de Ossa-Morena contacta, a norte, com a ZCI e, a sul, com a ZSP (Fig. 2.4). Segundo Quesada (1990a) podem definir-se os seguintes limites geológicos para esta zona:

- a nordeste: falha de Portalegre, a oeste, e batólito de Pedroches, a este;
- a sudeste: cobertura terciária do vale do Guadalquivir
- a sul: cavalgamento de Ficalho-Almonaster
- a oeste: sistema de desligamentos de Porto-Tomar

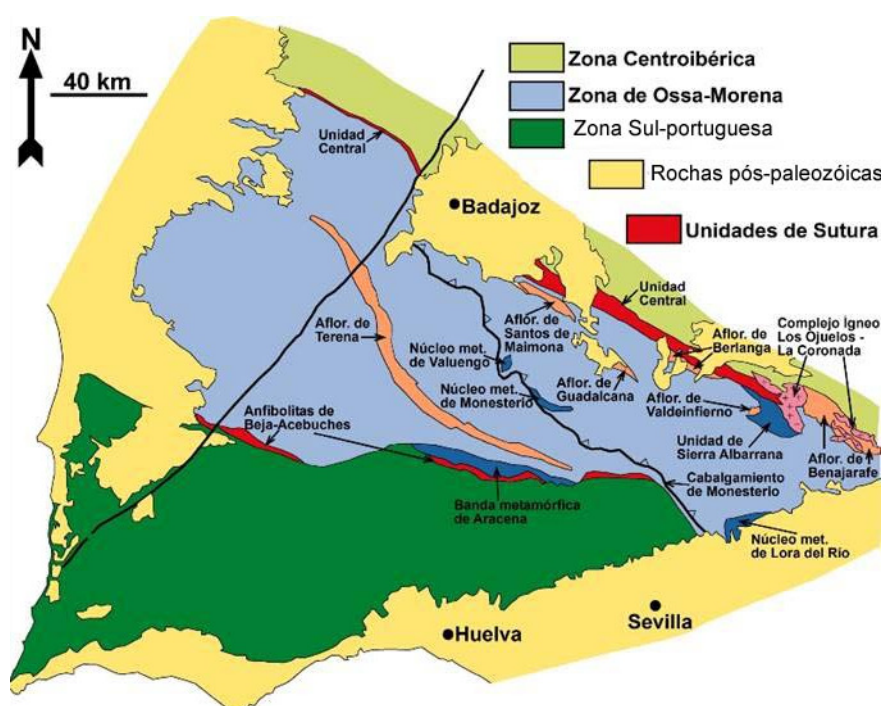


Figura 2.4: Esquema geológico simplificado da Zona de Ossa-Morena (extraído de Azor, 2004). Neste mapa, a faixa blastomilonítica de Tomar-Badajoz-Córdoba é designada como “unidade central”.

Tanto na parte setentrional como na meridional da ZOM, individualizam-se dois domínios onde ocorrem rochas ígneas básicas com afinidades oceânicas: a Faixa Blastomilonítica de Tomar-Badajoz-Córdoba, a norte, e o Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches (COBA), a sul. Estes domínios são interpretados como suturas orogénicas o que levou alguns autores a adoptá-los como limites da ZOM (Azor, 2004; Pérez-Estaún *et al.*, 2004) (Fig. 2.4).

Na generalidade dos trabalhos, o Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches é considerado uma sutura de idade varisca (Munhá *et al.*, 1986; Ribeiro *et al.*, 1990).



Existem, contudo, diferentes interpretações para o limite entre a Zona de Ossa-Morena e a Zona Centro-Ibérica: enquanto alguns geólogos ibéricos lhe atribuem uma idade varisca (Burg *et al.*, 1981; Azor *et al.*, 2004), outros referem-no como uma sutura orogénica cadomiana, posteriormente reactivada durante o levantamento da cadeia varisca (Ribeiro *et al.*, 1990; Ábalos *et al.*, 1991; Ábalos *et al.*, 2002).

### 2.3.2 SUBDIVISÃO EM DOMÍNIOS

A ZOM é um sector extremamente heterogéneo do ponto de vista paleogeográfico, metamórfico e tectónico. Apresenta uma estrutura interna complexa resultante da justaposição de unidades tectonoestratigráficas com características distintas. Como consequência desta heterogeneidade, é possível subdividir a ZOM em vários domínios e sub-domínios. Baseando-se em trabalhos de Chacón *et al.* (1983) e Apalategui *et al.* (1990), Oliveira *et al.* (1991) distinguem os seguintes domínios no sector português da ZOM (Fig. 2.5):

- I- Domínio da Faixa Blastomilonítica
- II- Domínio de Alter do Chão – Elvas
- III- Domínio de Estremoz-Barrancos
- IV- Domínio de Évora – Beja
- V- Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches (COBA)

### 2.3.3 ESTRATIGRAFIA

Segundo Quesada (1990a) e Ribeiro *et al.* (1979; 1990), os aspectos mais distintivos da Zona de Ossa Morena são: (a) ocorrência de um Precâmbrico polimetamórfico, documentando a acção de um ciclo orogénico do final do Precâmbrico (orogenia Cadomiana ou Pan-Africana); (b) presença de uma sucessão paleozóica completa desde o Câmbrio bem datado ao Carbónico; (c) existência de cinturas metamórficas e magmáticas bem definidas, alongadas segundo a direcção NW-SE.

Quesada (1990a) e Quesada *et al.* (1990a) subdividem o ciclo precâmbrico da Zona de Ossa-Morena em dois estádios: pré-orogénico e sinorogénico *sensu lato*. No ciclo Paleozóico, distinguem três fases principais: (1) fase de rifting continental, (2) fase de margem passiva e (3) fase sinorogénica.

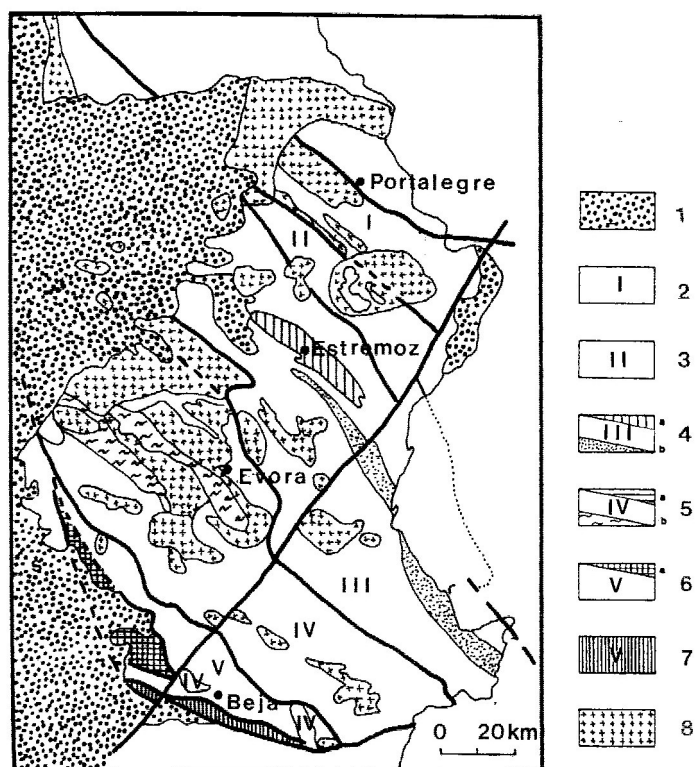


Figura 2.5: Subdivisão da Zona de Ossa-Morena em domínios, de acordo com Oliveira *et al.* (1991). 1- cobertura; 2- Faixa Blastomilonítica; 3- Domínio Alter do Chão-Elvas; 4- Domínio Estremoz-Barrancos; 5- Domínio Montemor-Ficalho; 6- Maciço de Beja; 7- Complexo Ofiolítico de Beja – Acebuches; 8- granitóides indiferenciados (extraído de Araújo, 1995).

#### 2.3.3.1. PRECÂMBRICO

Os terrenos Precâmbrios estão representados na ZOM por quatro grandes grupos de afloramentos, que se localizam de SW para NE (Herranz, 1983):

- Anticlinório de Évora-Beja-Aracena
- Anticlinório de Olivenza – Monesterio
- Anticlinório de Portalegre – Badajoz – Córdoba
- Sierras de El Pedroso (a norte de Córdoba)

Quesada *et al.* (1990a) agruparam as sucessões estratigráficas do Precâmbrico em dois grandes conjuntos de acordo com a sua relação com os diferentes acontecimentos tectónicos que as afectaram durante o Precâmbrico: (a) pré-orogénicas e (b) sin-orogénicas.

##### Sequências pré-orogénicas

Em Portugal, o primeiro conjunto aflora predominantemente no sector norte da ZOM e inclui sequências afectadas por deformação e metamorfismo polifásicos durante a

orogenia cadomiana que podem ser incluídas em duas unidades. A primeira, designada como “*Formação Blastomilonítica*” é constituída por gnaisses e anfibolitos, cujas idade e posição estratigráfica não são conhecidas com precisão. A segunda, com uma idade provável Rifeano Médio-Superior, corresponde a uma sequência essencialmente metapelítica a que se atribui a denominação de “*Série Negra*”. Para Quesada *et al.* (1990a), a Formação Blastomilonítica representaria o estágio inicial de formação da bacia em que a Série Negra se viria a depositar.

#### Sequências sin-orogénicas

Sobre o conjunto anterior, assentam em discordância as sequência sin-orogénicas do Proterozóico Superior (Vendiano) que, segundo Herranz (1983) abrangem: (a) um potente complexo metassedimentar representado em Portugal pela “*Formação da Urra*” (região de Portalegre), com composição predominantemente xisto-grauvacóide e deformação e metamorfismo fracos e (b) um complexo superior formado por uma sequência vulcano-sedimentar (vulcanitos andesíticos calco-alcalinos intercalados em metassedimentos) e depósitos de tipo “flysch” metamorfizados em condições de muito baixo grau. A presença de vulcanismo andesítico calcoalcalino e de sequências flyschóides testemunha o carácter sin-orogénico destas sucessões.

#### 2.3.3.2 CÂMBRICO – FASE DE RIFTING

Os terrenos Câmbricos afloram extensamente na ZOM e alguns deles estão bem datados por macrofósseis de Arqueociatídeos e Trilobites. Incluem três conjuntos principais (Zamarreño, 1983; Liñan & Quesada, 1990):

- (a) uma série inferior detrítica,
- (b) uma série intermédia predominantemente carbonatada
- (c) uma série superior detrítica.

A série inferior, com espessura variável, assenta discordantemente sobre o soco precâmbrico e compreende arenitos e conglomerados, na base, e argilitos vermelhos bioturbados, no topo, depositados em condições submareais pouco profundas ou intermareais. A idade desta unidade (base do Câmbrico inferior) é inferida pela sua posição estratigráfica relativamente à série intermédia, datada do Ovetiano e Marianiano (Câmbrico inferior) através das faunas de arqueociatídeos e trilobites.

A série intermédia repousa em concordância sobre a sequência anterior ou directamente sobre as formações precâmbricas. Apresenta características mistas

siliciclásticas / carbonatadas, indicando que a transgressão iniciada com a deposição da série inferior prosseguiu até se atingirem condições de plataforma.

No final do Câmbrio inferior e durante o Câmbrio médio, deposita-se a série superior detrítica – composta por margas, argilitos e arenitos com intercalações de materiais vulcânicos - num ambiente de instabilidade tectónica evidenciado por: (a) surgimento de actividade vulcânica, (b) variações bruscas de fácies, (c) desenvolvimento de inconformidades locais e (d) ocorrência de pulsos transgressivo-regressivos afectando diferentes sectores da bacia.

Durante o Câmbrio superior, uma fase de regressão generalizada conduz à exposição subaérea da ZOM o que explica a ausência de rochas com esta idade em toda a zona.

É importante assinalar que o registo ígneo do Câmbrio na ZOM mostra uma evolução composicional, no espaço e no tempo. Nos sectores setentrionais, o magmatismo é mais precoce e está representado por sequências alcalinas bimodais (basalto/riólito), enquanto, na parte meridional, predominam as manifestações basálticas toleíticas, mais tardias. Esta tendência evolutiva é consistente com o estabelecimento de um eixo de rifting no bordo sul da Zona de Ossa Morena (Fig. 2.4). A existência de um terreno com características oceânicas entre a ZOM e a ZSP - a unidade de Pulo do Lobo em que se inclui o ofiolito de Beja-Acebuches - suporta fortemente esta interpretação (Liñan & Quesada, 1990)

#### 2.3.3.3 ORDOVICICO – SILÚRICO – DEVÓNICO INFERIOR - FASE DE MARGEM PASSIVA

Em contraste com as restantes zonas do Maciço onde a estratigrafia do Ordovício está bem estabelecida, no sector português da ZOM a sucessão ordovícica só está bem definida no domínio de Estremoz-Barrancos. Neste domínio, os materiais ordovícicos podem ser agrupados em dois conjuntos principais correspondendo a (i) uma espessa sequência pelítica com intercalações importantes de rochas psamíticas na parte superior, à qual se sobrepõe (ii) uma série predominantemente psamítica rica em pistas (Perdigão *et al.*, 1982, Oliveira *et al.*, 1991). Aos termos psamíticos da sequência inferior é atribuída uma idade Arenigiano superior – Lanvirniano inferior com base no registo fóssilífero encontrado. A datação da série superior é mais incerta, havendo autores que a consideram do Ordovício terminal ou do início do Silúrico (Perdigão *et al.*, 1982).

O Silúrico da ZOM apresenta fácies que, do ponto vista cronoestratigráfico, cobrem praticamente todo o período e que se assemelham às identificadas no resto Península Ibérica. Estas formações estão particularmente bem representadas no sinclinal de

Barrancos, onde são constituídas essencialmente por metapelitos negros ricos em graptólitos, contendo localmente nódulos siliciosos. Nos níveis superiores, ocorrem raras lenticulas carbonatadas (Truyols & Julivert, 1983).

O Devónico Inferior assenta em concordância sobre os terrenos silúricos. Os afloramentos principais encontram-se, assim como os das sequências anteriores, no sinclinal de Barrancos. A base da sequência é formada por metapelitos nodulares aos quais se seguem níveis de arenitos ferruginosos e de metapelitos com fauna de trilobites e braquiópodes (Julivert *et al.*, 1983). No seu conjunto, as sucessões do Ordovícico, Silúrico e Devónico Inferior são compostas por sedimentos de águas pouco profundas, depositados em condições de plataforma estável, parecendo testemunhar uma evolução estratigráfica em ambiente de margem passiva (Robardet & Gutiérrez Marco, 1990).

O Devónico médio não está presente no sinclinal de Barrancos nem nos sectores situados mais a norte. O mesmo já não sucede na área de Montemor-o-Novo (domínio de Évora-Beja) onde foram identificados níveis carbonatados com conodontes de idade eifeliana superior. A ausência generalizada do Devónico médio na ZOM é interpretada por alguns autores como o resultado de processos erosivos associados aos episódios mais precoces da orogenia varisca (Oliveira *et al.*, 1991). Contudo, outros autores consideram que esta ausência reflecte uma verdadeira lacuna estratigráfica (Robardet & Gutiérrez Marco, 1990).

#### 2.3.3.4 DEVÓNICO SUPERIOR – PÉRMICO INFERIOR - FASE SIN-OROGÉNICA

As sequências sedimentares com idades compreendidas entre o Devónico superior e o Pérmico inferior têm características tipo flysch<sup>1</sup> ou molasso<sup>2</sup> e registam a mudança do ambiente de margem continental passiva que caracterizou a fase anterior para condições de instabilidade tectónica, relacionada com o levantamento da cadeia varisca. Com base nas suas relações com a deformação, Quesada *et al.* (1990b) dividiram estas sucessões em três grandes conjuntos: (a) bacias ante-país, onde terá ocorrido sedimentação tipo flysch e molasso; (b) bacias intramontanhas sin-orogénicas de “pull-apart” e (c) bacias intramontanhas tardi-orogénicas.

O primeiro conjunto é o que tem maior expressão na ZOM. No sinclinal de Terena, está representado por uma formação de fácies turbidítica, com uma espessura superior a

---

<sup>1</sup> Flysch – sedimentos siliclásticos depositados em ambientes marinhos (argilitos, grauvaques, conglomerados), durante o levantamento de cadeias de montanhas.

<sup>2</sup> Molasso – sedimentos siliclásticos (arcoses, conglomerados polimíticos e argilitos avermelhados) gerados pela erosão de cadeias de montanhas no final de uma orogenia. Depositam-se tipicamente em bacias intramontanhas.

1000 m, que passa, no topo, a depósitos de plataforma de idade tournaiana – viseana inferior (Quesada et al., 1990b). A formação de Cabrela, que aflora na área de Montemor-o-Novo, é considerada por alguns autores como equivalente da anterior e assenta em discordância angular sobre calcários eifelianos deformados. A base desta formação forneceu associações de conodontes de idade frasniana (Devónico superior) o que permitiu constatar temporalmente a 1ª fase de deformação hercínica (Givetiano – Frasniano) neste sector do Maciço Ibérico (Quesada et al., 1990b; Ribeiro et al., 1990).

O segundo conjunto depositou-se em bacias intramontanhas, controladas tectonicamente, em ambientes que evoluíram de parálicos<sup>3</sup>, no Carbónico inferior, a limnicos<sup>4</sup>, no Carbónico superior (Julivert, 1983). Em Portugal, estas sequências restringem-se à bacia de Santa Susana datada do Vestefaliano D – Estefaliano A (Gonçalves, 1983).

Os sedimentos que constituem o terceiro conjunto correspondem a uma série molássica, pós-tectónica, praticamente sem deformação, à qual foi atribuída uma idade do Estefaliano – Autuniano inferior (Julivert, 1983; Quesada *et al.*, 1990b).

#### 2.3.4 DEFORMAÇÃO E METAMORFISMO

Quando comparada com as zonas adjacentes (ZCI e ZSP), a ZOM exibe uma estrutura muito mais complexa, caracterizada por um padrão apertado de fracturas que resulta na compartimentação da região a todas as escalas (Fig. 2.5). A complexidade observada está relacionada, em grande parte, com a sobreposição de elementos estruturais produzidos durante dois ciclos orogénicos polifásicos (cadomiano e varisco). No entanto, aceita-se actualmente que a compartimentação da zona em diferentes domínios se deve predominantemente às últimas fases da orogenia hercínica (Chacón *et al.*, 1983, Apalategui *et al.*, 1990).

Consoante o andar estrutural e a idade das formações, é possível distinguir uma, duas ou três fases de deformação variscas (D<sub>1</sub>, D<sub>2</sub>, D<sub>3</sub>) na ZOM. A primeira fase de deformação (D<sub>1</sub>) é atribuída à obducção, de sul para norte, do complexo ofiolítico de Beja-Acebuches. A segunda fase de deformação (identificada como D<sub>1</sub> nalguns domínios da ZOM) produziu dobras N-S e cavalgamento para W. A terceira fase (D<sub>3</sub>) originou estruturas com orientação sensivelmente NW-SE e vergência para SW.

---

<sup>3</sup> fácies parálicas – depósitos formados em bacias na transição entre os ambientes marinho e continental (bacias litorais, lagunas).

<sup>4</sup> fácies límnicas – depósitos formados em ambientes lacustres sem influência marinha (lagos).

#### 2.3.4.1 DOMÍNIO DA FAIXA BLASTOMILONÍTICA

O domínio da faixa blastomilonítica é caracterizado pela predominância de rochas proterozóicas afectadas por metamorfismo de grau baixo a elevado, às quais se associam rochas magmáticas hiperalcalinas do Paleozóico inferior e granitos anatéticos. Apresenta uma geometria em leque (*flower structure*), observando-se um sector central com estruturas subverticais e cisalhamento esquerdo importante a separar dois domínios com vergências opostas: um estreito sector a NE, com vergência para NE, e um sector a SW, com vergência para SW (Oliveira *et al.*, 1991).

#### 2.3.4.2 DOMÍNIO ALTER DO CHÃO – ELVAS

O domínio de Alter do Chão – Elvas é limitado, a norte, pelo cavalgamento de Alter do Chão, vergente para SW, e, a sul, pelo carreamento da Juromenha. A estrutura consiste essencialmente num antiforma em que o núcleo é ocupado por rochas do Proterozóico superior, afectadas por metamorfismo sin-D<sub>1</sub>. O flanco NE é cavalgado pelas unidades da faixa blastomilonítica, enquanto o flanco SW, constituído por materiais paleozóicos, evidencia uma tectónica de mantos e dobras, com vergência para SW (Chacón *et al.*, 1983). O metamorfismo é, em geral, de baixo grau embora localmente possam ocorrer pequenos domos térmicos onde se atingem condições da fácies anfibolítica (Quesada & Munhá, 1990).

#### 2.3.4.3 DOMÍNIO ESTREMOZ – BARRANCOS

O domínio de Estremoz – Barrancos tem como limite setentrional o carreamento da Juromenha e, como limite meridional, o carreamento de Santo Aleixo da Restauração. Apresenta metamorfismo de baixo grau e tem como estruturas mais importantes o antiforma de Estremoz e o sinforma de Barrancos (Chacón *et al.*, 1983). Em termos gerais, os estilos de deformação e metamorfismo neste sector são semelhantes aos do domínio Alter do Chão – Elvas embora a primeira fase de deformação (D<sub>1</sub>) mostre características de andar estrutural superior (Apalategui *et al.*, 1990).

#### 2.3.4.4 DOMÍNIO ÉVORA – BEJA

Um dos aspectos distintivos do domínio de Évora – Beja é a grande abundância de maciços intrusivos de idade varisca. Os corpos ígneos têm composição essencialmente granítica no maciço de Évora e predominantemente básica no maciço de Beja. É neste domínio que ocorrem os afloramentos mais contínuos do Proterozóico e do Paleozóico

inferior, os quais registam duas fases de deformação varisca com características de andar estrutural inferior (Chacón *et al.*, 1983; Araújo, 1995). À medida que se caminha para SW, parece ser progressivamente evidente uma fase de deformação precoce relacionada com a instalação do Complexo Ofiolítico de Beja Acebuches (COBA) à qual se associa também um evento metamórfico de alta pressão (Araújo, 1995). No conjunto do domínio, as condições de metamorfismo são de baixo grau, embora se tenham identificado alguns complexos metamorfizados em regime de baixa pressão – alta temperatura onde se atingem graus médio a alto (Martínez & Gil Ibarguchi, 1983; Quesada & Munhá, 1990).

#### 2.3.4.5 COMPLEXO OFIOLÍTICO DE BEJA - ACEBUCHES (COBA) E A FORMAÇÃO DO PULO DE LOBO

Segundo Ribeiro *et al.* (1990), o COBA e a formação do Pulo do Lobo podem ser individualizados como um terreno tectono-estratigráfico distinto – o terreno do Pulo de Lobo, não se incluindo nem na ZOM nem na ZSP. No entanto, as características destas duas unidades são importantes para compreender a evolução geodinâmica da ZOM.

O COBA apresenta uma geometria complexa resultante da sobreposição de várias fases de deformação, sendo, no entanto, possível reconhecer, da base para o topo, os seguintes termos:

- Serpentinitos derivados de cumulos harzburgíticos-duníticos;
- “Flaser” gabros com algumas intercalações de metatrandjemitos;
- Anfibolitos, localmente correspondentes a complexos de dique em dique;
- Anfibolitos derivados de basaltos, mostrando ocasionalmente estruturas de lavas em almofada e níveis de cherte intercalados.

Estas unidades apresentam uma assinatura geoquímica orogénica e estão, por vezes, imbricadas com rochas calco-alcálinas o que levou a interpretar o COBA como tendo sido originado numa bacia marginal pós-arco formada durante as fases iniciais de subducção do oceano varisco (Munhá *et al.*, 1986).

Em contrapartida, a unidade do Pulo do Lobo é constituída por formações predominantemente detríticas que foram agrupadas em três conjuntos: (a) Formação do Pulo do Lobo; (b) Grupo Ferreira – Ficalho e (c) Grupo Chança (Oliveira, 1990). A Formação do Pulo do Lobo é a unidade inferior deste conjunto e é formada por:

- Filádios e quartzitos intensamente deformados;
- Intercalações menores de vulcanitos félsicos;



- Rochas básicas com um quimismo toleítico, tipo N-MORB, na base.

As unidades terrígenas superiores (grupos Ferreira-Ficalho e Chança) têm uma deformação mais fraca e um conteúdo paleontológico que permitiu datá-las do Devónico superior.

A presença de rochas básicas com um quimismo toleítico, do tipo N-MORB, na Formação do Pulo do Lobo, associada à sua estrutura intensamente imbricada e à ocorrência de “mélanges” sedimentares com fragmentos ofiolíticos, levou a considerar este conjunto como um prisma acrecionário associado a uma subducção do Devónico inferior-médio.

Na tabela da Figura 2.6, correlacionam-se os principais eventos que tiveram lugar na ZOM durante os tempos ante-mesozóicos.




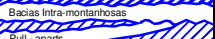




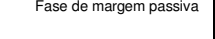













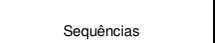

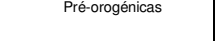























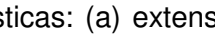



































IDADE			UNIDADES TECTONO-ESTRATIGRÁFICAS	EVENTOS TECTÓNICOS	MAGMATISMO	METAMORFISMO
PALEOZÓICO	PERM	S		OROGENIA VARISCA	 Magmatismo Pós-colisional	 Metamorfismo de contacto
		M				
		I				
	CARB	S			Magmatismo Sin-orogénico	 Metamorfismo varisco regional
		M				
		I				
	DEV.	S			Fase de margem passiva	
		M				
		I				
	SIL.	S			FASE SARDA (tilting)	
		M				
		I				
ORD.	S		OROGENIA TARDI PRÉ-CÂMBRICA			
	M					
	I					
CAMB.	S		Sequências Sin-orogénicas	 Magmatismo alcalino bimodal	 Metamorfismo de contacto	
	M					
	I					
VENDIANO				OROGENIA TARDI PRÉ-CÂMBRICA	 Plutonismo peraluminoso	 Metamorfismo regional plurifacial
PROTEROZÓICO SUP	RIPHEANO SUPERIOR		 Magmatismo bimodal peralcalino alcalino, toleítico			
	 Magmatismo calco-alcalino sinorogénico					
			 Vulcanismo toleítico bimodal			
	 Magmatismo alcalino bimodal					
			 Magmatismo alcalino bimodal			
	 Magmatismo alcalino bimodal					
			 Magmatismo alcalino bimodal			
	 Magmatismo alcalino bimodal					
			 Magmatismo alcalino bimodal			
	 Magmatismo alcalino bimodal					
			 Magmatismo alcalino bimodal			
	 Magmatismo alcalino bimodal					
			 Magmatismo alcalino bimodal			
	 Magmatismo alcalino bimodal					
			 Magmatismo alcalino bimodal			
	 Magmatismo alcalino bimodal					
			 Magmatismo alcalino bimodal			
	 Magmatismo alcalino bimodal					
			 Magmatismo alcalino bimodal			
	 Magmatismo alcalino bimodal					
			 Magmatismo alcalino bimodal			
	 Magmatismo alcalino bimodal					
			 Magmatismo alcalino bimodal			
	 Magmatismo alcalino bimodal					
			 Magmatismo alcalino bimodal			
	 Magmatismo alcalino bimodal					
			 Magmatismo alcalino bimodal			
	 Magmatismo alcalino bimodal					
			 Magmatismo alcalino bimodal			
	 Magmatismo alcalino bimodal					
			 Magmatismo alcalino bimodal			
	 Magmatismo alcalino bimodal					
			 Magmatismo alcalino bimodal			
	 Magmatismo alcalino bimodal					
			 Magmatismo alcalino bimodal			
	 Magmatismo alcalino bimodal					
			 Magmatismo alcalino bimodal			
	 Magmatismo alcalino bimodal					
			 Magmatismo alcalino bimodal			
	 Magmatismo alcalino bimodal					
			 Magmatismo alcalino bimodal			
	 Magmatismo alcalino bimodal					
			 Magmatismo alcalino bimodal			
	 Magmatismo alcalino bimodal					
			Magmatismo alcalino bimodal			
	Magmatismo alcalino bimodal					
			Magmatismo alcalino bimodal			
	Magmatismo alcalino bimodal					
			Magmatismo alcalino bimodal			
	Magmatismo alcalino bimodal					
			Magmatismo alcalino bimodal			
	Magmatismo alcalino bimodal					
			Magmatismo alcalino bimodal			
	Magmatismo alcalino bimodal					
			Magmatismo alcalino bimodal			
	Magmatismo alcalino bimodal					
			Magmatismo alcalino bimodal			
	Magmatismo alcalino bimodal					
			Magmatismo alcalino bimodal			
	Magmatismo alcalino bimodal					
			Magmatismo alcalino bimodal			
	Magmatismo alcalino bimodal					
			Magmatismo alcalino bimodal			
	Magmatismo alcalino bimodal					
			Magmatismo alcalino bimodal			
	Magmatismo alcalino bimodal					
			Magmatismo alcalino bimodal			
	Magmatismo alcalino bimodal					
			Magmatismo alcalino bimodal			
	Magmatismo alcalino bimodal					
			Magmatismo alcalino bimodal			
	Magmatismo alcalino bimodal					
			Magmatismo alcalino bimodal			
	Magmatismo alcalino bimodal					
			Magmatismo alcalino bimodal			
	Magmatismo alcalino bimodal					
			Magmatismo alcalino bimodal			
	Magmatismo alcalino bimodal					
			Magmatismo alcalino bimodal			
	Magmatismo alcalino bimodal					
			Magmatismo alcalino bimodal			
	Magmatismo alcalino bimodal					
			Magmatismo alcalino bimodal			
	Magmatismo alcalino bimodal					
			Magmatismo alcalino bimodal			
	Magmatismo alcalino bimodal					
			Magmatismo alcalino bimodal			
	Magmatismo alcalino bimodal					
			Magmatismo alcalino bimodal			
	Magmatismo alcalino bimodal					
			Magmatismo alcalino bimodal			
	Magmatismo alcalino bimodal					
			Magmatismo alcalino bimodal			
	Magmatismo alcalino bimodal					
			Magmatismo alcalino bimodal			
	Magmatismo alcalino bimodal					
			Magmatismo alcalino bimodal			
	Magmatismo alcalino bimodal					
			Magmatismo alcalino bimodal			
	Magmatismo alcalino bimodal					
			Magmatismo alcalino bimodal			
	Magmatismo alcalino bimodal					
			Magmatismo alcalino bimodal			
	Magmatismo alcalino bimodal					
			Magmatismo alcalino bimodal			
	Magmatismo alcalino bimodal					
			Magmatismo alcalino bimodal			
	Magmatismo alcalino bimodal					
			Magmatismo alcalino bimodal			
	Magmatismo alcalino bimodal					
			Magmatismo alcalino bimodal			
	Magmatismo alcalino bimodal					
			Magmatismo alcalino bimodal			
	Magmatismo alcalino bimodal					
			Magmatismo alcalino bimodal			
	Magmatismo alcalino bimodal					
			Magmatismo alcalino bimodal			
	Magmatismo alcalino bimodal					
			Magmatismo alcalino bimodal			
	Magmatismo alcalino bimodal					
			Magmatismo alcalino bimodal			
	Magmatismo alcalino bimodal					
			Magmatismo alcalino bimodal			
	Magmatismo alcalino bimodal					
			Magmatismo alcalino bimodal			

Figura 2.6: Quadro dos principais acontecimentos tectono-estratigráficos da Zona de Ossa-Morena (extraído de Quesada, 1990a).

### 2.3.5 MAGMATISMO

Em termos de magmatismo, a ZOM distingue-se das zonas limítrofes pelas seguintes características: (a) extenso intervalo temporal em que teve lugar a actividade magmática (Neoproterozóico – Pérmico), (b) menor dimensão dos corpos plutónicos; (c)

frequente ocorrência de rochas ígneas básicas; (d) abundância de magmatismo bimodal e (e) importância de episódios vulcânicos e subvulcânicos (Sánchez Carretero *et al.*, 1990, Galindo & Casquet, 2004). Apesar dos vestígios de um magmatismo pré-varisco, a maior parte dos eventos ígneos registados na Zona de Ossa Morena decorreram durante o ciclo varisco (Fig. 2.7).

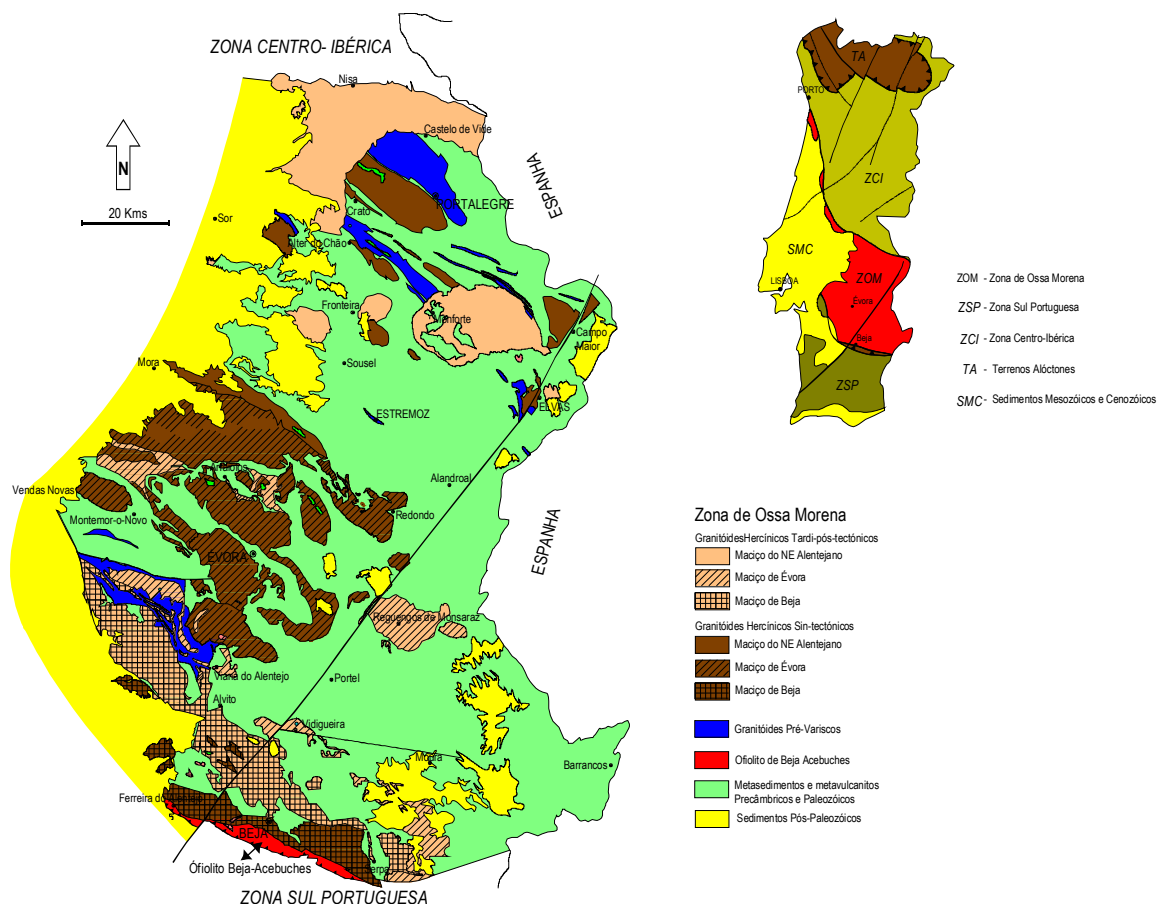


Figura 2.7: Mapa geral da Zona de Ossa Morena, onde são indicadas as principais unidades geológicas, adaptado da “Carta Geológica de Portugal, escala 1/500 000, Serviços Geológicos de Portugal (1992).

### 2.3.5.1 MAGMATISMO PRÉ-VARISCO

Com base em critérios geocronológicos, o magmatismo pré-varisco pode ser subdividido em:

- Magmatismo neoproterozóico
- Magmatismo câmbrico
- Magmatismo ordovícico

Sánchez Carretero *et al.* (1990) agruparam as rochas ígneas neoproterozóicas em dois conjuntos, de acordo com as suas relações com a orogenia cadomiana: (1)

sequências bimodais pré-orogénicas, representadas actualmente por gneisses e anfibolitos muito deformados do domínio da faixa blastomilonítica e interpretadas como evidência de um episódio de rifting do início do ciclo cadomiano; (2) séries sin-orogénicas, incluindo vulcanitos com afinidade calcoalcalina e várias intrusões de granitos anatéticos associadas a núcleos metamórficos.

O magmatismo câmbrico está documentado por três tipos de associações: (1) uma associação bimodal, constituída por metabasaltos toleíticos e metariolitos peralcalinos do Câmbrico inferior que testemunha o início de uma fase de rifting intracontinental (Mata & Munhá, 1990); (2) uma associação bimodal com basaltos alcalinos intraplaca, datada do Câmbrico médio e (3) rochas plutónicas com idade câmbrica, composição predominantemente granitóide e tendência alcalina bem patente no caso de algumas intrusões do Câmbrico médio (Sánchez Carretero *et al.*, 1990; Galindo & Casquet, 2004).

O magmatismo ordovícico, por seu turno, está representado por um episódio plutónico anorogénico (com carácter alcalino a peralcalino), relacionado com a progressão do processo de rifting que se teria iniciado no Câmbrico. Em Portugal, obtiveram-se idades de 480 Ma para alguns destes corpos intrusivos (Alter Pedroso, Cevadais) (Priem *et al.* 1970; Lancelot & Allegret, 1982).

#### 2.3.5.2 MAGMATISMO VARISCO

Na ZOM, a actividade magmática de idade varisca mostra uma variação composicional, de sul para norte, que se manifesta pelo predomínio de litótipos básicos junto ao bordo meridional e aumento da importância dos termos félsicos em direcção ao contacto com a ZCI. Outra característica digna de nota é a existência de testemunhos de actividade vulcânica sin-orogénica.

As rochas ígneas de idade varisca, na parte portuguesa da ZOM, constituem três grandes complexos, identificados, de sul para norte, como: (a) Maciço de Beja; (b) Maciço de Évora e (c) Maciço do Nordeste Alentejano (Fig. 2.7).

##### Maciço de Beja

O Maciço de Beja inclui fácies plutónicas, vulcânicas e hipabissais distribuídas, de SW para NE, pelas seguintes unidades (Andrade, 1984):

- Unidade de Odivelas, formada essencialmente por gabros e basaltos com afinidades toleíticas que parecem documentar uma fase precoce de

magmatismo orogénico varisco relacionado com o desenvolvimento de um arco magmático (Santos, 1990);

- Unidade Alfundão - Toca da Moura, correspondendo a uma sequência vulcano-sedimentar de rochas metapelíticas intercaladas com vulcanitos básicos com quimismo calco-alcalino (Santos *et al.*, 1987);
- Unidade de Alvito, constituída por intrusões dioríticas com carácter calco-alcalino;
- Unidade de Baleizão, composta por pórfiros ácidos dacítico-riolíticos, granófiros e piroclastos de tendência calco-alcalina;

#### Maciço de Évora e Maciço do Nordeste Alentejano

Nos Maciços de Évora e do Nordeste Alentejano, a actividade magmática varisca está representada por um grande número de plutões de granitóides sincinemáticos e tardi-pós-cinemáticos, que se diferenciam dos da ZCI pelos seguintes aspectos: (a) frequente associação entre rochas máficas (gabros, dioritos, tonalitos) e félsicas (granodioritos e granitos); (b) relativa abundância de intrusões com composição básica / intermédia e (c) menor dimensão dos corpos intrusivos (Corretgé, 1983; Sánchez Carretero *et al.*, 1990).

Em termos geoquímicos, tanto os granitóides sincinemáticos como os tardi-pós-cinemáticos podem ser incluídos em duas grandes séries: (a) série calco-alcalina, representada por associações de litologias variando de termos gabro-dioríticos a graníticos e (b) série peraluminosa anatóctica constituída essencialmente por granitos e migmatitos, relacionados com zonas de alto grau metamórfico. Segundo Castro *et al.* (2002), os maciços da série calco-alcalina formam frequentemente intrusões zonadas concêntricamente, com núcleos de composição gabro-diorítica envolvidos por rochas mais ácidas.



## CAPÍTULO III

### O ESTUDO DE ROCHAS GRANÍTICAS

Os granitóides são as rochas plutônicas mais abundantes na crosta continental superior. Embora possam estar representados em diferentes ambientes geodinâmicos (intraplaca continental, rifts, arcos insulares), os volumes mais significativos de intrusões graníticas ocorrem em áreas onde a crosta continental foi espessada por processos orogénicos associados a limites convergentes de placas (oceano-contidente e continente-contidente). A origem e evolução dos magmas graníticos é ainda hoje objecto de grande controvérsia. No entanto, o estudo da variabilidade petrográfica, geoquímica e isotópica das rochas graníticas permite constranger a natureza dos processos e dos materiais-fonte envolvidos na sua petrogénese e fornece informação relevante sobre os mecanismos de acreção e reciclagem crustal ao longo do tempo geológico.

Para facilitar a leitura e compreensão dos dados obtidos para os granitóides da Zona de Ossa Morena, optou-se por começar por apresentar, num capítulo separado, os critérios usados para classificar e caracterizar este grupo de rochas intrusivas.

#### 3.1 COMPOSIÇÃO MINERALÓGICA DAS ROCHAS GRANÍTICAS

O termo granito é aplicado em *sensu lato* a uma grande variedade de rochas ígneas plutônicas contendo quartzo, feldspato e micas. Por recomendação da Subcomissão para a Sistemática das Rochas Ígneas da União Internacional de Geociências (IUGS), as rochas magmáticas plutônicas com um índice de cor inferior a 90 ( $M < 90$ ) podem ser classificadas, de acordo com as proporções relativas dos minerais que as constituem, no duplo diagrama triangular QAPF (Fig 3.1.a) em que:

**Q** = quartzo

**A** = feldspato alcalino (ortose, microclina, pertite, anortoclase, sanidina e albite).

**P** = Plagioclase (An 5-100%).

**F** = Feldspatóides ou fóides, incluindo nefelina, leucite, kalisilite, sodalite, noseana, etc.

**M** = máficos e minerais relacionados (e.g. micas, anfíbola, piroxena, olivina, opacos, minerais acessórios - zircão, apatite, esfena, epidoto, allanite, granada)

Neste sistema de classificação, define-se granito, em *sensu stricto*, como uma rocha plutónica em que Q varia entre 20 e 60 (%) e P/A+P entre 10 e 65% (Fig. 3.1.b).

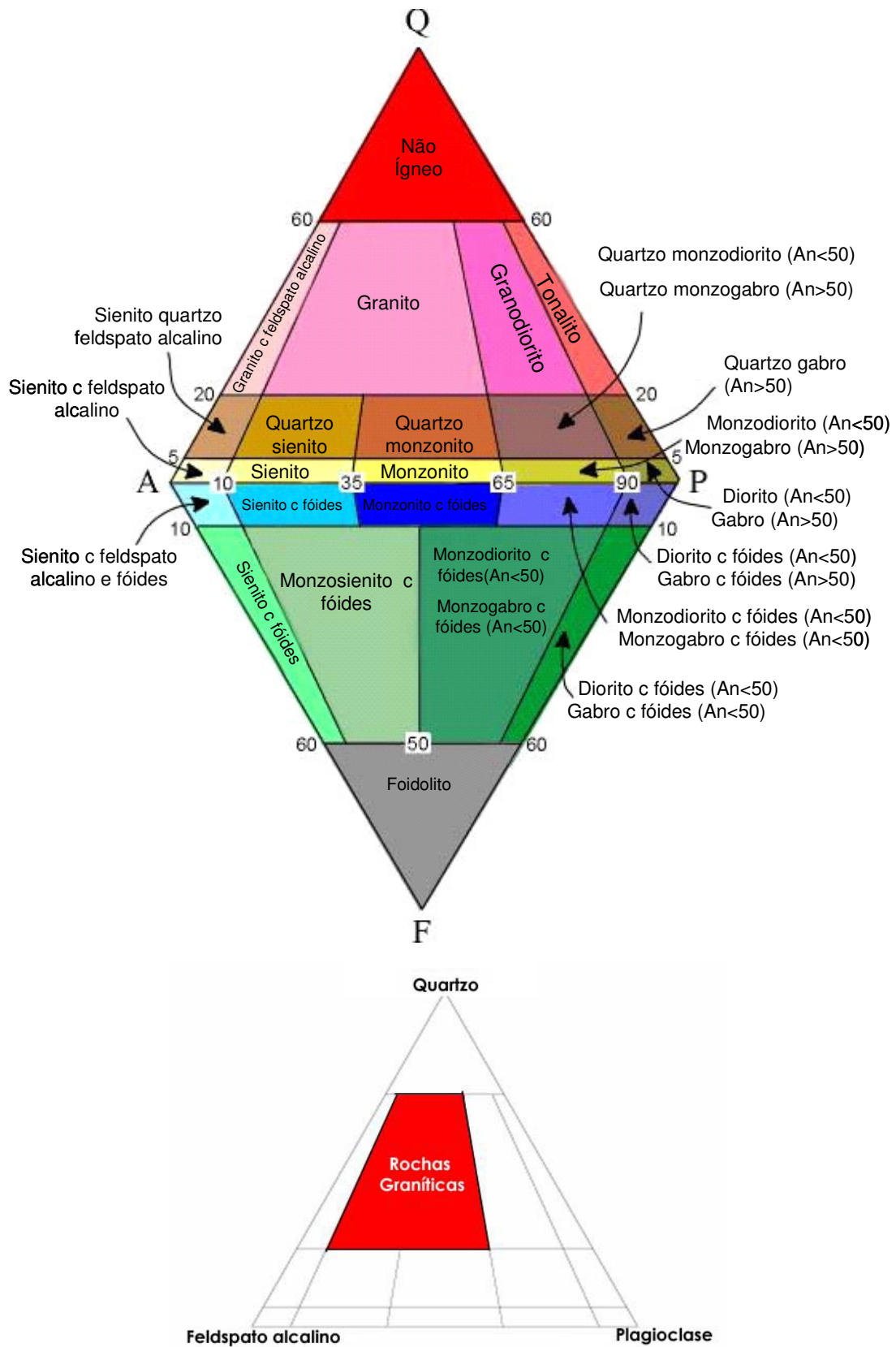


Figura 3.1: a) Diagrama QAPF para as rochas ígneas plutônicas com  $M < 90\%$  (Le Maitre *et al.*, 1989); b) localização do campo dos granitos no diagrama QAPF.

O campo dos granitos contacta com o dos granitos com feldspato alcalino, do lado mais rico em feldspato alcalino (A) e com o dos granodioritos e dos tonalitos, do lado mais rico em plagioclase (P). Os cinco domínios constituem o grupo das rochas graníticas, *sensu lato*, que muitos autores preferem designar por granitóides para evitar ambiguidades na utilização do termo granito (*sensu stricto* / *sensu lato*).

Em termos mineralógicos, as rochas granitóides caracterizam-se pela ocorrência de quartzo, feldspato alcalino e plagioclase como minerais essenciais. A biotite, a moscovite e a anfíbola são as fases acessórias mais comuns, enquanto a apatite, o zircão, a magnetite, a ilmenite, a monazite, a titanite, a alantite, a turmalina, a pirite e a fluorite incorporam frequentemente o cortejo de minerais vestigiais. Nos granitos peraluminosos podem ainda estar presentes fases ricas em Al, como a granada, a cordierite, a silimanite ou a andaluzite, mais típicas de rochas metamórficas pelíticas do que de litologias ígneas.

Apesar da biotite e da anfíbola serem os silicatos ferromagnesianos com maior expressão nas rochas granitóides, a clinopiroxena pode ocorrer tanto nos termos mais básicos das séries plutónicas (augite) como nas variedades graníticas mais sódicas (aegirina e aegirina - augite). A olivina e a ortopiroxena são raras. Contudo, é possível encontrar faialite em alguns granitóides alcalinos e ortopiroxena em granitóides anidros de elevada temperatura, os charnoquitos.

### **3.2 CARACTERIZAÇÃO TEXTURAL E SEQUÊNCIAS DE CRISTALIZAÇÃO**

Como reflexo de um arrefecimento lento em profundidade, as rochas graníticas apresentam sempre texturas cristalinas faneríticas, i.e., são inteiramente constituídas por cristais, reconhecíveis à vista desarmada ou com a ajuda de uma lupa de mão (Fot. 3.1).

De acordo com a dimensão do grão, é possível subdividi-las em três grandes grupos: (a) granitóides de grão fino (< 1mm); (b) granitóides de grão médio (1-5 mm) e (c) granitóides de grão grosseiro (> 5mm) (Thorpe & Brown, 1985). A ocorrência de megacristais de feldspato pode conferir-lhes um carácter porfiróide mais ou menos acentuado.

Ao microscópio petrográfico, verifica-se que as rochas graníticas tendem a exibir texturas granulares hipidiomórficas, caracterizadas pela predominância de cristais com formas subédricas (parcialmente limitados por faces) (Fot. 3.2). O maior ou menor grau de idiomorfismo dos grãos está fortemente relacionado com o estágio de evolução magmática em que ocorreu a sua cristalização.



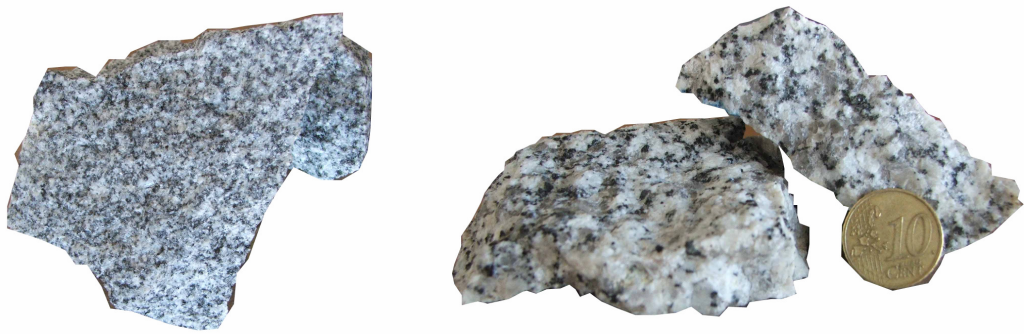
Em etapas precoces, os primeiros minerais a cristalizar não interferem significativamente no crescimento uns dos outros, o que facilita o desenvolvimento de faces com contornos regulares (euédricos ou subédricos). Em contrapartida, as fases mais tardias são normalmente desprovidas de faces (anédricas) como consequência da acomodação das suas formas aos espaços entre os grãos previamente solidificados.

Na maioria dos granitóides, a plagioclase e os silicatos ferromagnesianos (biotite e/ou anfíbola) apresentam hábito subédrico e parecem, por isso, fazer parte do grupo de minerais que cristalizaram nos estádios iniciais da evolução magmática. Os minerais vestigiais (zircão, apatite, pirite, ilmenite, etc.) constituem frequentemente grãos euédricos e subédricos, incluídos nas fases máficas principais, o que aponta para uma cristalização concomitante ou ligeiramente anterior.

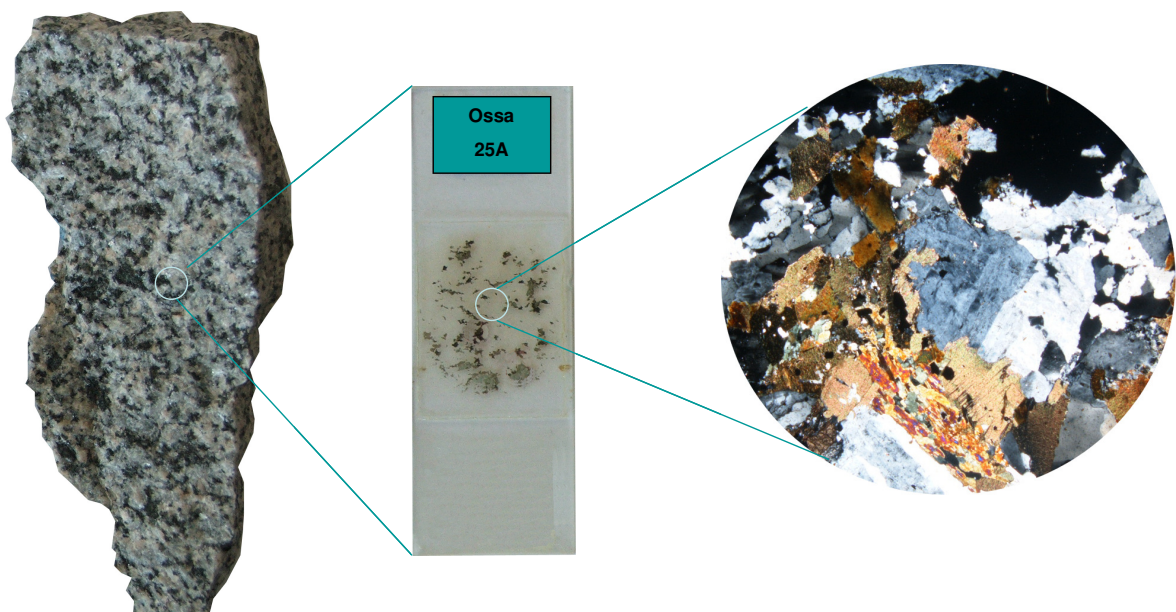
Finalmente, o carácter anédrico e intersticial do quartzo e do feldspato alcalino sugere que estas fases só precipitam durante os últimos episódios de consolidação de magmas granitóides. Com base nas relações texturais fenocristal / matriz, tão utilizadas para determinar sequências de cristalização em rochas vulcânicas e plutónicas máficas, seria natural que se interpretassem os megacristais de feldspato alcalino das variedades porfiróides como fases precoces relativamente à plagioclase e à biotite. Contudo, o desenvolvimento destes megacristais parece estar mais relacionado com as suas baixas taxas de nucleação do que com a temperatura de cristalização. Com efeito, estudos experimentais mostram que a dimensão final dos cristais não depende exclusivamente da temperatura a que se formaram. Minerais com taxas de nucleação e crescimento diferentes podem dar origem a cristais com tamanhos distintos (Castro, 1989).

No caso do feldspato alcalino, a velocidade de crescimento excede francamente a taxa nucleação, o que implica que este constituinte pode começar a cristalizar depois da plagioclase e da biotite (com velocidades de crescimento mais baixas) e atingir dimensões superiores. A geração dos grandes cristais de feldspato alcalino deve, no entanto, ter antecedido a dos grãos de feldspato alcalino e de quartzo que compoem a matriz.

A aplicação dos critérios de idiomorfismo, presença de inclusões e padrões de substituição na definição de uma ordem de cristalização para as rochas graníticas foi amplamente questionada por Flood e Vernon (1988). Segundo estes autores, as relações entre grãos são fortemente controladas por factores cinéticos (taxas de nucleação e crescimento), sendo possível que as diferentes espécies minerais que constituem os granitóides precipitem praticamente ao mesmo tempo.



Fot. 3.1: Amostras de granitóides de grão fino (Ossa 2) e de grão médio (Ossa 21).



Fot. 3.2: Imagem da amostra Ossa 25A em amostra de mão e ao microscópio petrográfico.

Por outro lado, verifica-se que a plagioclase, os silicatos ferromagnesianos e os megacristais de feldspato alcalino se mantêm em equilíbrio com os líquidos félsicos durante um largo intervalo de temperaturas, o que reforça a hipótese da cristalização destes minerais se sobrepôr parcialmente no tempo à do quartzo e do feldspato alcalino intersticiais.

Para além dos aspectos texturais referidos anteriormente, alguns granitóides apresentam ainda texturas particulares que podem fornecer indicações importantes sobre a natureza dos processos magmáticos e pós-magmáticos que os afectaram. A co-precipitação de diferentes fases minerais, directamente a partir do líquido magmático ou durante a recristalização sub-solidus, pode dar origem a intercrescimentos entre quartzo e feldspato (texturas gráficas), entre quartzo vermicular e plagioclase (texturas mirmequíticas) ou, entre quartzo e moscovite vermiculares (texturas simplectíticas). Em contrapartida, a reacção entre os minerais e o magma traduz-se frequentemente no aparecimento de texturas coroníticas (orlas de anfíbola em volta de clinopiroxena) ou de texturas zonadas (comuns em plagioclase). Finalmente, os mecanismos de exsolução de plagioclase sódica em feldspato potássico são responsáveis pela formação de texturas pertíticas.

### **3.3 GEOQUÍMICA DE ROCHAS GRANITÓIDES**

A composição química das rochas ígneas, em geral, e das rochas graníticas, em particular, é expressa através das concentrações dos elementos que as constituem. Os elementos maiores estão presentes nas rochas em abundâncias superiores a 1% e são representados em termos de % ponderais de óxidos, enquanto os teores dos elementos vestigiais não excedem 0.1% e exprimem-se em ppm (partes por milhão) ou ppb (partes por bilião).

Os elementos maiores são os principais constituintes dos minerais essenciais das rochas graníticas (quartzo -  $\text{SiO}_2$ ; plagioclase -  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ; feldspato alcalino -  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ; silicatos ferromagnesianos e óxidos -  $\text{MgO}$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$ ). O  $\text{TiO}_2$ , o  $\text{MnO}$  e o  $\text{P}_2\text{O}_5$  estão normalmente presentes em quantidades mais pequenas (0.1-1%) e são incorporados na estrutura cristalina de fases máficas como a hornblenda, a biotite, a titanomagnetite, a ilmenite e o rútilo ( $\text{MnO}$ ,  $\text{TiO}_2$ ) ou de minerais acessórios como a apatite ( $\text{P}_2\text{O}_5$ ). A maioria dos elementos vestigiais não forma minerais próprios. Podem substituir de forma isomórfica ou não isomórfica os elementos maiores na rede cristalina dos minerais principais (e.g.  $\text{Sr}$  - plagioclase;  $\text{Li}$  - mica) ou concentrar-se em fases acessórios ( $\text{Zr}$  no zircão;  $\text{TR}$  - monazite).

A variação dos teores de elementos maiores e traço em sequências de rochas graníticas pode ser usada para estudar as modificações que ocorreram durante os processos de diferenciação magmática. Com efeito, a composição do magma tende a mudar à medida que ocorre a nucleação e crescimento dos minerais que com ele coexistem. Se, o equilíbrio entre cristais e líquido for rompido e houver uma separação entre fases (sólida e líquida), a composição do magma remanescente poderá continuar a modificar-se, gerando rochas distintas (Clarke, 1992).

Para representar a diversidade composicional das associações magmáticas utilizam-se gráficos cartesianos – *diagramas de variação química* -, em que se projectam os teores dos diferentes óxidos ou elementos vestigiais contra um elemento e/ou parâmetro, chamado *índice de diferenciação magmática*, que se comporta de modo regular durante os processos de evolução magmática. Os diagramas de Harker constituem um tipo particular destes gráficos em que o índice de diferenciação é a  $\text{SiO}_2$  (expressa em % peso) (Fig. 3.2).

### 3.3.1 CLASSIFICAÇÕES QUÍMICAS

O uso de sistemas de classificação química tornou-se muito popular em petrologia, sobretudo para classificar rochas ígneas vulcânicas e identificar séries magmáticas resultantes da evolução de magmas básicos.

Um dos esquemas de classificação mais enraizados na literatura utiliza a % ponderal de  $\text{SiO}_2$  para subdividir as rochas ígneas nas seguintes categorias:

- (1) rochas ácidas -  $\text{SiO}_2 > 66\%$
- (2) rochas intermédias -  $\text{SiO}_2 = 52-66\%$
- (3) rochas básicas -  $\text{SiO}_2 = 45-52\%$
- (4) rochas ultrabásicas -  $\text{SiO}_2 < 45\%$ .

De acordo com a sua concentração em sílica, a maior parte dos granitóides incluem-se no grupo das rochas ácidas. Shand (1951) propôs, pela primeira vez, um sistema de classificação usando a aluminosidade (Fig. 3.3). Neste esquema, define-se índice molecular A/CNK, também conhecido como índice de saturação em alumina (ASI), como a razão  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ , em função da qual se podem diferenciar os seguintes tipos de rochas graníticas:

- (1) peraluminosas -  $\text{Al}_2\text{O}_3 > (\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}+\text{CaO})$
- (2) metaluminosas -  $\text{Al}_2\text{O}_3 < (\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$  e  $\text{Al}_2\text{O}_3 > (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$
- (3) peralcalinas -  $\text{Al}_2\text{O}_3 < (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$

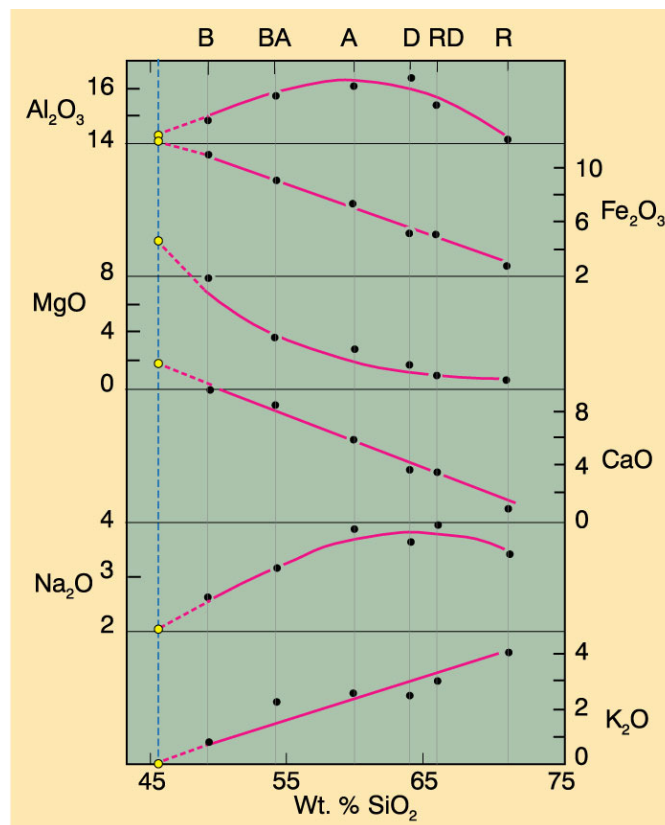


Figura 3.2: Diagramas de Harker para uma associação de rochas magmáticas (extraído de [www.whitman.edu/geology/winter/Petrology/Ch%2008%20Major%20Elements](http://www.whitman.edu/geology/winter/Petrology/Ch%2008%20Major%20Elements), Winter, 2001).

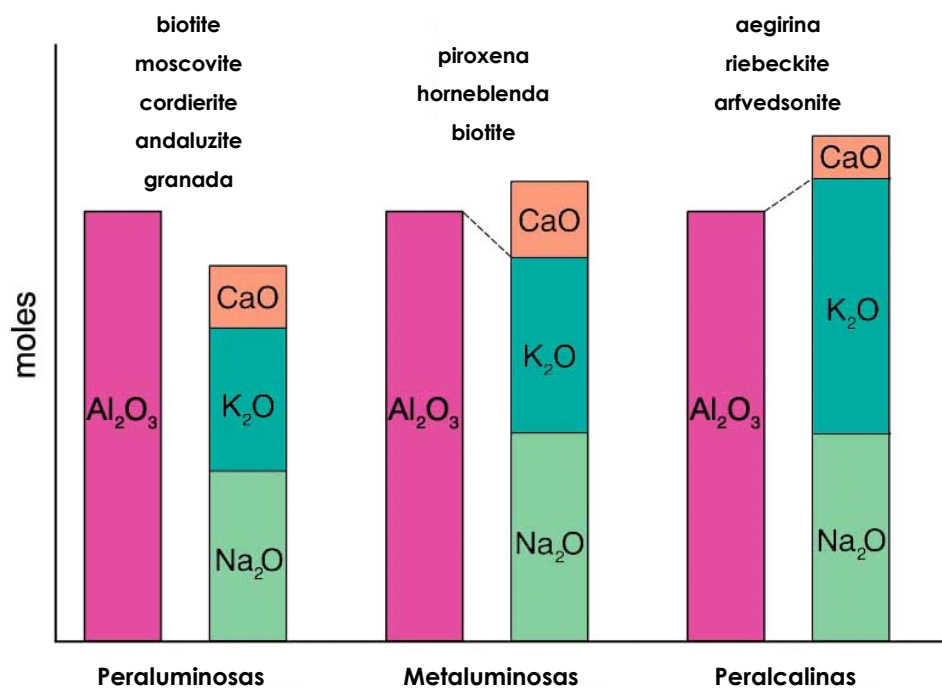


Figura 3.3: Classificação das rochas ígneas com base nas proporções moleculares de  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  (A/CNK) (extraído de [www.whitman.edu/geology/winter/Petrology/Ch%2008%20Major%20Elements](http://www.whitman.edu/geology/winter/Petrology/Ch%2008%20Major%20Elements), Winter, 2001).

Os granitóides peraluminosos caracterizam-se por um excesso de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  e contêm frequentemente, para além dos feldspatos, minerais ricos em  $\text{Al}_2\text{O}_3$  como a moscovite  $[\text{KAl}_3\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2]$ , o corindo  $[\text{Al}_2\text{O}_3]$ , o topázio  $[\text{Al}_2\text{SiO}_4(\text{OH},\text{F})_2]$ , ou um dos polimorfos de  $[\text{Al}_2\text{SiO}_5]$  (distena, andaluzite, sillimanite) (Fig. 3.3). Nas rochas metaluminosas, a alumina que não é incorporada nos feldspatos, é acomodada na rede cristalina da anfíbola, piroxena ou biotite. Finalmente, as rochas peralcalinas distinguem-se pela ocorrência de minerais ricos em Na na sua moda - arfvedsonite  $[\text{Na}_3\text{Fe}_4^{+2}(\text{Al},\text{Fe}^{+3})\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2]$ , riebeckite  $[\text{Na}_2\text{Fe}_3^{+2}\text{Fe}_2^{+3}\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2]$ , ou aegirina  $[\text{NaFe}^{+3}\text{Si}_2\text{O}_6]$  (Fig. 3.3)

Mais recentemente, Frost *et al.* (2001) propuseram um sistema de classificação baseado em três parâmetros principais: razão  $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$ , MALI (Modified Alkali-Lime Index) e ASI (Aluminum Saturation Index). O primeiro parâmetro permite fazer a distinção entre granitóides ferrosos e magnesianos, o índice MALI é usado para diferenciar granitóides alcalinos, alcali-cálcicos, calco-alcalinos e cálcicos e, por fim, utiliza-se o parâmetro ASI para identificar os granitóides peraluminosos, metaluminosos e peralcalinos.

### 3.3.2 CLASSIFICAÇÕES QUÍMICO-MINERALÓGICAS

La Roche & Leterrier (1973) e La Roche *et al.* (1980) publicaram uma série de diagramas de minerais característicos para classificar as rochas ígneas plutónicas. Neste sistema de classificação, recalculam-se as composições macroelementares para proporções milicatiónicas e projectam-se os resultados em gráficos x-y, onde os campos dos diferentes tipos de rochas magmáticas estão indicados, evitando assim a determinação das proporções relativas dos minerais por contagem de pontos (análises modais). Embora o significado dos parâmetros usados em ordenada e abcissa ( $R_1$  e  $R_2$ ) não seja imediato, verifica-se que  $R_1$   $[4\text{Si}-11(\text{Na}+\text{K})-2(\text{Fe}+\text{Ti})]$  reflecte o grau de saturação em sílica, enquanto o valor de  $R_2$   $(\text{Al}+2\text{Mg}+6\text{Ca})$  em conjugação com o de  $R_1$  traduzem as mudanças de composição dos feldspatos e de conteúdo em minerais máficos. Por estas razões, o diagrama  $R_1$ - $R_2$  é frequentemente utilizado na classificação de rochas ígneas plutónicas em substituição do duplo diagrama triangular QAPF, recomendado pela Subcomissão para a Sistemática das Rochas Ígneas da União Internacional de Geociências (IUGS).

Mais tarde, Debon & Le Fort (1983) propuseram a utilização do diagrama A-B, em que  $A = \text{Al}-(\text{K}+\text{Na}+2\text{Ca})$  e  $B = \text{Fe}+\text{Mg}+\text{Ti}$  são expressos em proporções milicatiónicas, para individualizar três grandes grupos de associações magmáticas plutónicas, geneticamente distintas: (a) aluminosas; (b) alumino-cafélicas e (c) cafélicas.

### 3.3.3 CLASSIFICAÇÕES GENÉTICAS E TECTÓNICAS

Deve-se a Chappell & White (1974) e White & Chappell (1977), a primeira classificação genética das rochas granitóides. Segundo estes investigadores, os granitóides de tipo-I resultariam da fusão parcial de rochas ígneas máficas e/ou intermédias da crosta inferior, enquanto os granitóides de tipo-S seriam produzidos por anatexia de protólitos supra-crustais. A estes dois grupos, Loiselle & Wones (1979) e Collins *et al.* (1982) acrescentaram os granitóides de tipo-A, associados geralmente a ambientes anorogénicos. Posteriormente, White (1979) veio a individualizar uma quarta categoria de granitóides (de tipo-M), gerados por fusão parcial de crosta oceânica subductada ou por cristalização fraccionada de magmas de proveniência mantélica. As principais características químicas dos vários tipos de granitóides estão resumidas na Figura 3.4.

Tipo	SiO <sub>2</sub>	K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	Ca,Sr	A/(C+N+K)*	Fe <sup>3+</sup> /Fe <sup>2+</sup>	Cr,Ni	δ <sup>18</sup> O	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	Outras prop	Petrogénese
M	46-70%	baixa	alto	baixa	baixa	baixo	<9 ‰	<0,705	Baixo Rb,Th,U Baixo LILE e HFSE	Zonas de subducção ou intraplaca oceânica Derivados do manto
I	53-76%	baixa	alto em rochas máficas	baixa:metaluminosa a peraluminosa	moderada	baixo	<9 ‰	<0,705	Alto LILE/HFSE Médio Rb,Th,U Horneblenda Magnetite variável LILE/HFSE	Zona de subducção Fonte ígnea máfica a intermédia infracrustal
S	65-74%	alta	baixa	alto peraluminoso	baixa	alto	>9 ‰	>0,708	Alto Rb,Th,U moscovite, cordierite, granada, ilmenite Baixa LILE/HFSE	Zona de subducção Fonte sedimentar supracrustal
A	>77%	Na <sub>2</sub> O alta	variável peralcalino	variável	var	baixo	var	var	Alta Fe/Mg Alta Ga/Al Alto REE,Zr Alto F,Cl	Anorogénico Cratão estável Zona de rift

\* molar Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/(CaO+Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O)

Dados de White&Chappell(1983), Clarke(1992), Whalen(1985)

Figura 3.4: Principais características químicas e mineralógicas dos diferentes tipos de granitóides (extraído de [www.whitman.edu/geology/winter/Petrology/Ch%2008%20Major%20Elements](http://www.whitman.edu/geology/winter/Petrology/Ch%2008%20Major%20Elements), Winter, 2001)

Como refere Clarke (1992), a classificação alfabética das rochas graníticas deve ser aplicada com extremo cuidado visto que nem sempre é possível identificar com precisão a natureza dos reservatórios-fonte e dos processos envolvidos na sua petrogenese. Com efeito, os mecanismos responsáveis pela produção e diversificação de magmas granitóides são extremamente complexos, podendo obliterar total ou parcialmente as suas assinaturas geoquímicas originais. Factores como a participação de



fontes distintas (crustais / mantélicas), redistribuição de elementos químicos devido ao fluxo de voláteis, cristalização fraccionada, contaminação e mistura de magmas podem afectar fortemente os padrões geoquímicos dos granitóides e dificultar a sua interpretação. Apesar destas limitações, parece existir uma estreita relação entre os diferentes grupos de granitóides e o ambiente geodinâmico em que ocorrem (Winter, 2001; Figs. 3.4 e 3.5).

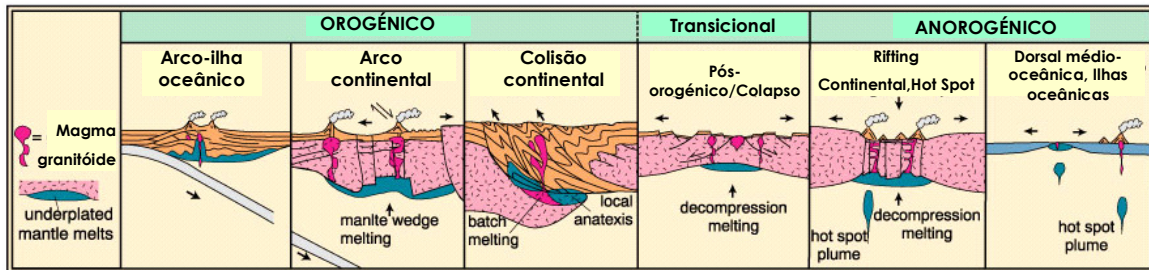


Figura 3.5: Classificação de granitóides com base no ambiente geotectónico (extraído de [www.whitman.edu/geology/winter/Petrology/Ch%20Major%20Elements](http://www.whitman.edu/geology/winter/Petrology/Ch%20Major%20Elements), Winter, 2001)

Com base no levantamento exaustivo das características geoquímicas das rochas graníticas associadas a contextos geotectónicos distintos, Pearce *et al.* (1984) concluíram que os diagramas Rb vs. Y+Nb e Y vs. Nb podiam ser usados para efeitos de discriminação tectónica, tendo definido quatro grandes domínios: ORG (“Ocean Ridge Granites”), VAG (“Volcanic Arc Granites”), WPG (“Within Plate Granites”) e COLG (“Collisional Granites”) (Fig. 3.6)

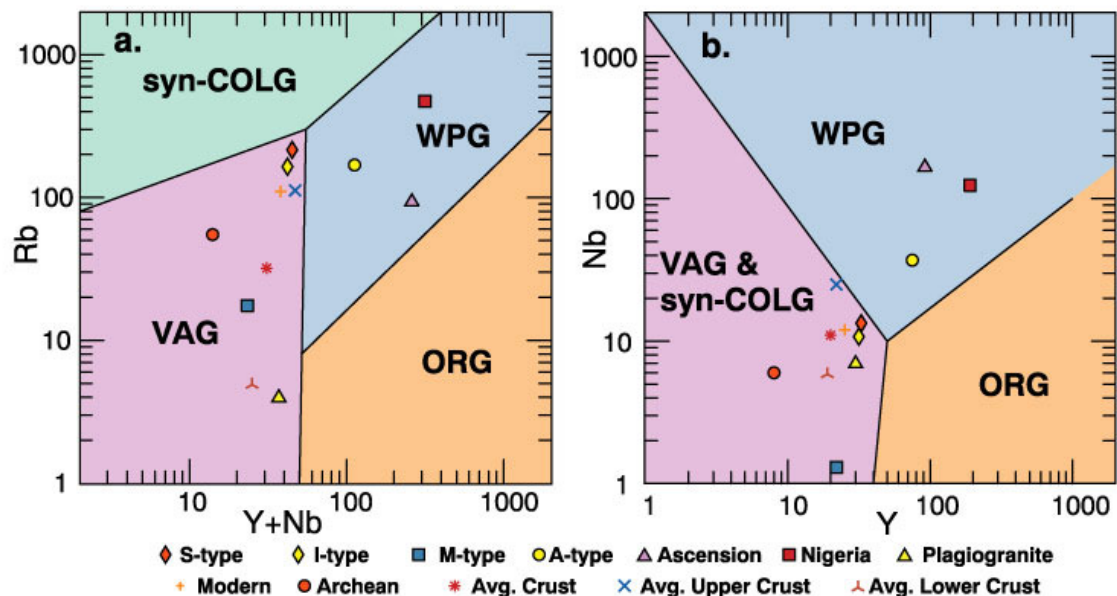


Figura 3.6: Diagramas de discriminação tectónica de Pearce *et al.* (1984) (extraído de [www.whitman.edu/geology/winter/Petrology/Ch%20Major%20Elements](http://www.whitman.edu/geology/winter/Petrology/Ch%20Major%20Elements), Winter, 2001)



### 3.4 CAUSAS DE VARIABILIDADE GEOQUÍMICA EM GRANITÓIDES

A natureza dos materiais-fonte (protólitos) exerce um controlo fundamental sobre o quimismo e a mineralogia das rochas graníticas. Com efeito, admite-se que a fusão parcial de rochas metapelíticas (ricas em  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ) da crosta superior, em contexto de colisão continente-continente ou continente-oceano, é um dos processos capazes de gerar magmas graníticos peraluminosos, de tipo-S (Fig. 3.4). Por outro lado, o carácter metaluminoso dos granitóides calco-alcalinos de arco magmático (tipo-I) tem sido explicado em termos de dois modelos alternativos: fusão parcial de fontes heterogéneas (máficas e félsicas) da crosta inferior ou hibridização entre magmas básicos derivados do manto e líquidos anatéticos félsicos de origem crustal (Fig. 3.4). Finalmente, os granitóides de tipo M parecem resultar da cristalização fraccionada de líquidos basálticos de proveniência exclusivamente mantélica, enquanto a formação de magmas de tipo A, em ambientes anorogénicos (rift intracontinental ou condições pós-colisionais), envolverá a interacção entre magmas básicos de manto e componentes crustais (Figs. 3.4 e 3.5).

A composição macroelementar e oligoelementar dos fundidos é ainda fortemente influenciada pelo mecanismo de fusão, grau de fusão parcial, presença ou ausência de uma fase de vapor e condições de pressão e temperatura a que ocorre a fusão. Variações nestes factores podem ter efeitos significativos nas assinaturas geoquímicas dos magmas primários. Por outro lado, a separação entre a fase fundida e a fase sólida refractária nem sempre é completa, o que faz com que o material refractário (restito) fique muitas vezes aprisionado nos líquidos, sob a forma de agregados mineralógicos coerentes (xenólitos) ou de minerais individuais (xenocristais).

Durante o seu percurso em direcção à superfície, os magmas sofrem novas modificações por acção de diferentes tipos de processos que operam na câmara magmática (e.g. cristalização fraccionada, mistura de magmas, contaminação / assimilação ou combinação dinâmica de vários dos mecanismos anteriores) (Fig. 3.7). Para decifrar os efeitos químicos de cada um destes processos na composição final das rochas graníticas é necessário recorrer a uma panóplia de ferramentas geoquímicas, envolvendo, nomeadamente, a determinação das concentrações em elementos maiores e vestigiais, a medição de isótopos radiogénicos e estáveis e o tratamento e interpretação dos resultados.

É importante referir que, depois da sua instalação e consolidação, as rochas granitóides são frequentemente afectadas por processos de alteração hidrotermal e/ou meteorização que obliteram, em muitos casos, as suas características químicas e

isotópicas originais (Fig. 3.7). Os fenómenos de interacção rocha – fluido associados a processos de deformação e metamorfismo subsequentes, podem dar origem a novas modificações da sua composição (Fig. 3.7).

Tendo em conta a complexidade de factores que influenciam o quimismo das rochas graníticas, é fundamental alicerçar os modelos interpretativos numa metodologia de trabalho sólida. As principais etapas envolvidas num trabalho de investigação desta natureza estão esquematicamente representadas na Figura 3.8.

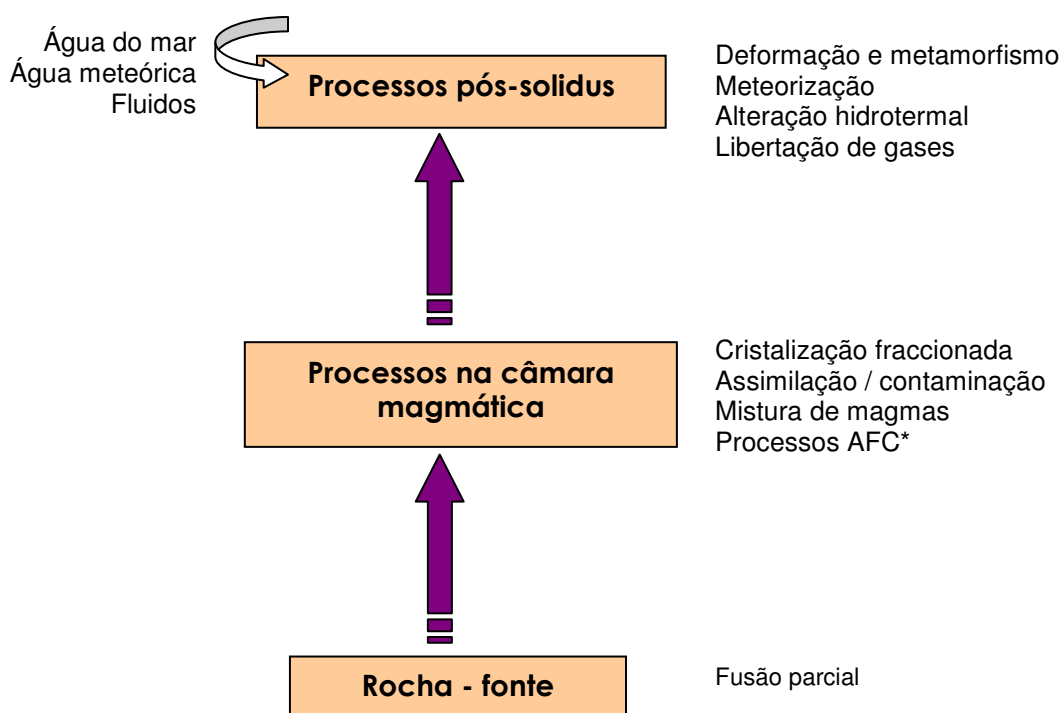


Figura 3.7: Diagrama representativo dos principais processos que controlam a composição química das rochas ígneas (adaptado de Rollinson, 1993).

\*AFC- assimilação e cristalização fraccionada

### 3.5 GEOQUIMICA ISOTÓPICA

Os isótopos radiogénicos são utilizados no estudo de rochas ígneas com duas finalidades principais: (a) determinação de idades absolutas e (b) identificação de fontes e processos petrogenéticos. Além da sua aplicação no estabelecimento da cronologia dos acontecimentos geológicos (Geocronologia) que se desenvolveu a partir dos anos 50, os isótopos radiogénicos têm vindo a ser usados, sobretudo nas últimas décadas, como traçadores de processos geoquímicos (Geoquímica Isotópica).

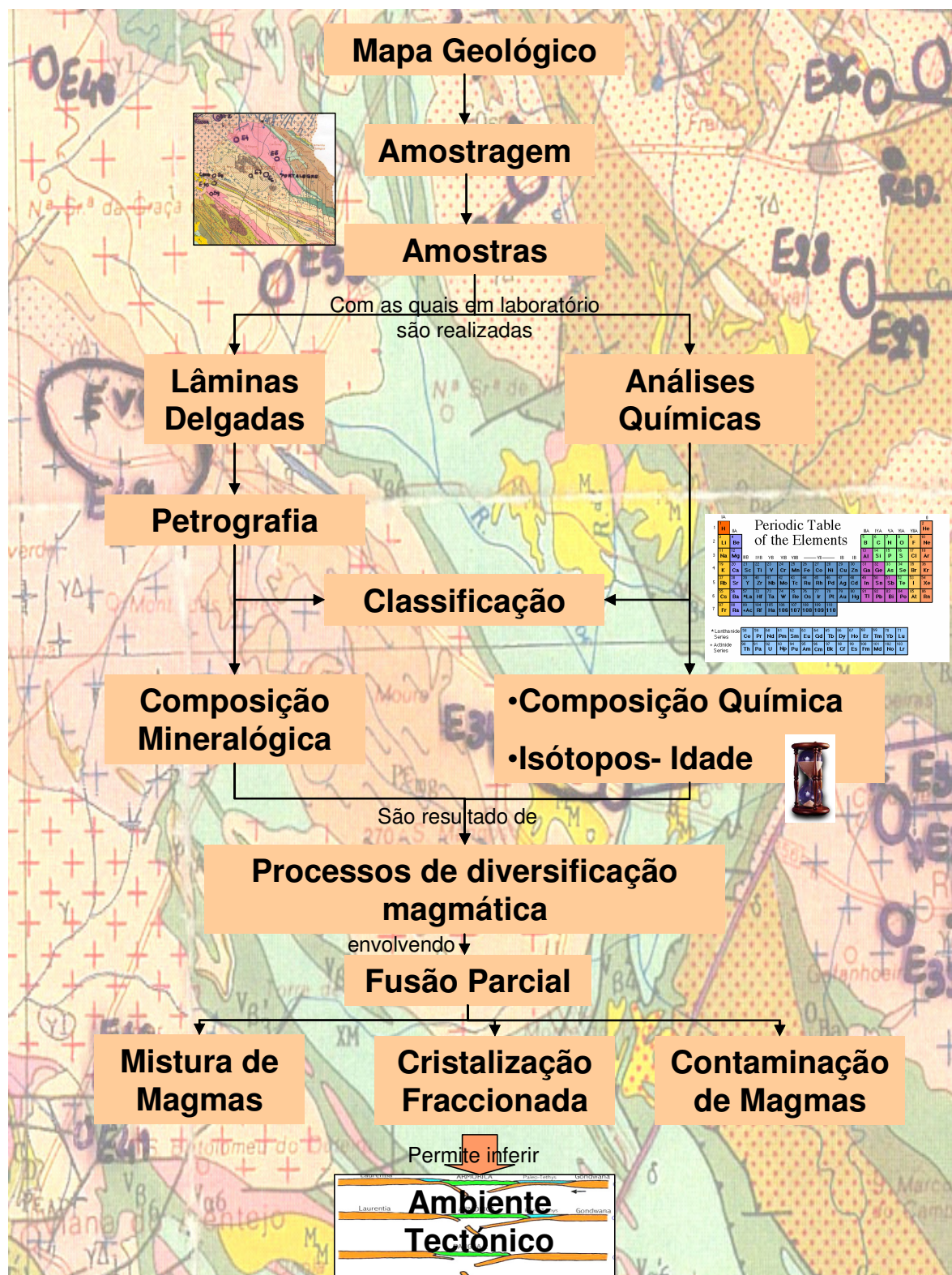


Figura 3.8: Diagrama representativo das diferentes fases desenvolvidas no estudo das rochas graníticas.



### 3.5.1. OS ISÓTOPOS RADIOGÊNICOS EM GEOCRONOLOGIA

Na Tabela Periódica, cada elemento químico é identificado pelo seu nº atômico (Z), que corresponde ao nº de prótons que constituem o núcleo do átomo. O nº de neutrões presentes no núcleo é indicado pela letra N e o nº de massa (A) representa o nº total de prótons e neutrões ( $A=Z+N$ ). O nº de prótons do átomo controla a maior parte das propriedades do elemento e é constante para todos os átomos de um mesmo elemento químico, enquanto o nº de neutrões (N) pode variar dentro de certos limites. Chamam-se isótopos de um elemento químico, aos átomos desse elemento com o mesmo número atômico mas diferente número de massa.

A maioria dos 92 elementos químicos da Tabela Periódica tem isótopos naturais. Alguns destes isótopos são estáveis, mas muitos são instáveis ou radioativos, decompondo-se espontaneamente até atingirem uma configuração nuclear estável. (Faure, 1986). O conjunto de transformações que ocorrem espontaneamente no núcleo dos isótopos instáveis é referido como decaimento radioactivo e dá origem a mudanças no número atômico, no número de massa ou em ambos. Qualquer isótopo que sofra decaimento radioactivo é chamado isótopo-pai ou radioactivo, e o que resulta desse decaimento é designado por isótopo-filho ou radiogénico.

Desde a descoberta da radioactividade em 1896, Rutherford e outros investigadores demonstraram que o decaimento radioactivo envolve a emissão de três tipos de raios (alfa, beta e gama).

#### 3.5.1.1. MECANISMOS DE DECAIMENTO RADIOACTIVO

**Emissão  $\alpha$**  – O decaimento alfa consiste na emissão de uma partícula  $\alpha$  (núcleo do átomo de hélio), composta por dois prótons e por dois neutrões. Assim, quando um núcleo emite uma partícula alfa, o seu número atômico (Z) diminui duas unidades e o seu número de massa (A) diminui quatro unidades (Fig. 3.9). Os novos núcleos correspondem a diferentes elementos químicos.

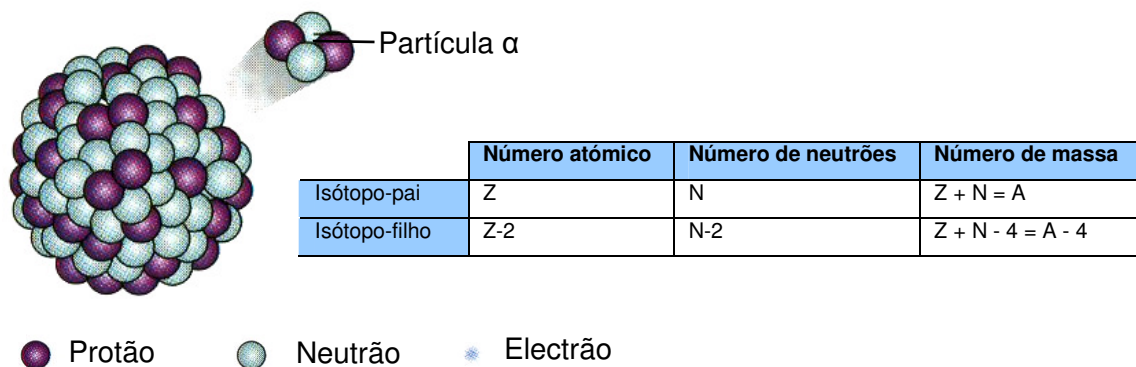


Fig.3.9: Decaimento  $\alpha$

**Captura electrónica** – O decaimento por captura electrónica envolve a captura de um electrão pelo núcleo e a conversão de um protão num neutrão e num neutrino. O nº de protões diminui uma unidade, o número de neutrões aumenta uma unidade e o número de massa mantém-se constante (Fig. 3.10).

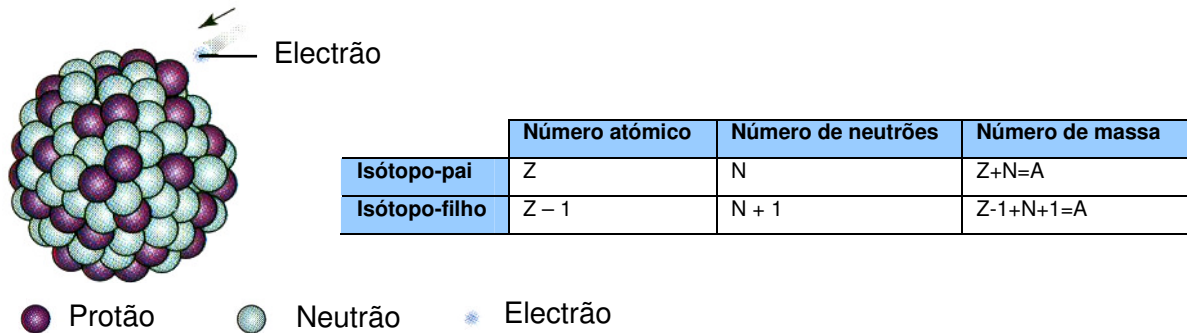


Fig.3.10: Decaimento por captura electrónica

**Emissão  $\beta^-$**  - O decaimento  $\beta^-$  consiste na desintegração de um neutrão do átomo do isótopo-pai num protão e num electrão (partícula  $\beta^-$ ). A partícula  $\beta^-$  é expulsa do núcleo. Como resultado deste tipo de decaimento, o número atómico do átomo aumenta uma unidade, o número de neutrões sofre uma redução de uma unidade e o número de massa permanece inalterado (Fig. 3.11).

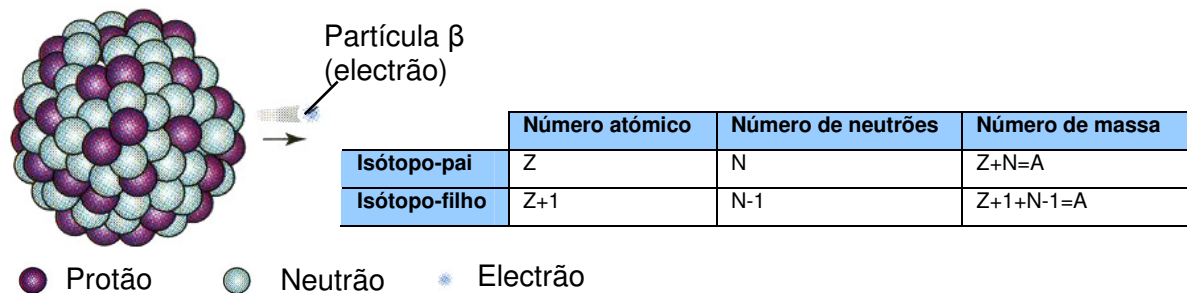


Fig.3.11: Decaimento por emissão  $\beta^-$

### 3.5.1.2. TEMPO DE MEIA VIDA

O decaimento radioactivo é um processo cuja velocidade não é afectada por quaisquer alterações no ambiente físico e químico. O facto da taxa de decaimento dos átomos de elementos radioactivos não ser modificada por processos geológicos tem importantes implicações em geocronologia, na medida em que permite usar as velocidades de decaimento radioactivo na medição do tempo geológico, desde que se conheça o número de átomos do isótopo-pai e do isótopo-filho no sistema.



Define-se tempo de meia-vida ( $t_{1/2}$ ) como o intervalo de tempo necessário para que o número de átomos do isótopo-pai se reduza a metade (Fig. 3.12). O tempo de meia-vida é constante e característico de cada par isotópico.

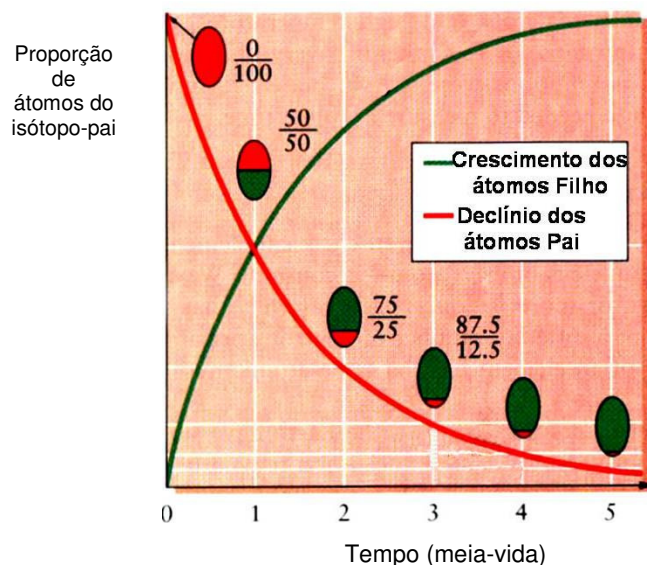


Figura 3.12: Gráfico ilustrativo da lei básica do decaimento radioativo (Murck & Skinner, 1999).

### 3.5.1.3. LEI DO DECAIMENTO RADIOACTIVO

De acordo com a teoria de Rutherford e Soddy, o número de átomos do isótopo-pai que se desintegra por unidade de tempo é proporcional ao número de átomos presente no sistema ao fim do tempo  $t$  (Faure, 1986).

$$dN/dt = -\lambda N \quad (\text{equação 1})$$

em que:

$N$  - nº de átomos do isótopo-pai remanescentes no sistema ao fim do tempo  $t$

$\lambda$  – constante de decaimento

Integrando esta expressão, obtém-se:

$$N_0 = N e^{\lambda t} \quad (\text{equação 2})$$

sendo  $N_0$  - nº de átomos do isótopo-pai presentes na altura em que a amostra se formou

Por outro lado, o número de átomos do isótopo-filho será dado por:

$$NF = NF_0 + NF^* \quad (\text{equação 3})$$

em que:

$NF_0$  - nº de átomos do isótopo-filho presente na altura em que a amostra se formou

NF\* - nº de átomos do isótopo-filho produzido pelo decaimento do isótopo-pai

O nº de átomos do isótopo radiogénico (NF\*) produzido pelo decaimento do isótopo-pai desde a data da formação da amostra é dado por

$$NF^* = N_0 - N = N e^{\lambda t} - N = N (e^{\lambda t} - 1) \quad (\text{equação 4})$$

O que reescrevendo dá:

$$NF = NF_0 + N (e^{\lambda t} - 1) \quad (\text{equação 5})$$

Esta equação é a base fundamental das ferramentas geocronológicas e é conhecida como equação fundamental do decaimento radioactivo.

Generalizando para um par isotópico  $X \rightarrow Y$ , em que X é o isótopo-pai e Y o isótopo-filho, obtemos a expressão de uma recta:

$$Y_{\text{actual}} = Y_{\text{inicial}} + X_{\text{actual}} (e^{\lambda t} - 1)$$

Resolvendo em ordem ao tempo:

$$t = 1/\lambda \ln \left( \frac{Y_{\text{actual}} - Y_{\text{inicial}}}{X_{\text{actual}}} + 1 \right)$$

em que a relação entre  $t_{1/2}$  e  $\lambda$  é dada por:

$$t_{1/2} = 0,693/\lambda$$

Para que os valores de t correspondam à idade de cristalização ou de recristalização da rocha ou do mineral, é preciso que sejam satisfeitas as seguintes condições:

- Não ter havido perdas ou ganhos do isótopo-filho por outros processos que não fossem o decaimento radioactivo do isótopo-pai;
- Não ter havido qualquer troca isotópica com o exterior desde o momento zero até ao momento em que é realizada a análise (condições de oclusão do sistema isotópico);
- Conhecer com exactidão o tempo de meia-vida do isótopo-pai;
- Ter condições para determinar a quantidade de átomos do isótopo-filho que foram incorporados no mineral ou na rocha no momento da sua cristalização;
- Ter decorrido um intervalo de tempo suficiente para que se dê a desintegração radioactiva do isótopo-pai no isótopo-filho;
- Existirem nos minerais e/ou nas rochas, concentrações suficientes dos isótopos pai e filho para permitir a sua determinação.

Em termos simplistas, é possível comparar o processo de datação isotópica com o funcionamento de uma ampulheta:





1. **Relógio a zero** – o reservatório inferior está vazio quando a "ampulheta" é virada.
2. **Taxa de decaimento constante** - A areia flui a uma taxa constante.
3. **Não há perda de isótopo "pai"** - Nenhuma areia do reservatório superior é perdida para fora da ampulheta.
4. **Não há ganho de isótopo "pai"** - Nenhuma areia é adicionada ao reservatório superior.
5. **Não há perda de isótopo "filho"** - Nenhuma areia sai do reservatório inferior.
6. **Não há ganho de isótopo "filho"** - Nenhuma areia é adicionada ao reservatório inferior.

Se todas estas condições fossem satisfeitas, a ampulheta marcaria um tempo preciso. No entanto, os métodos de datação radiométrica podem ser mais complexos.

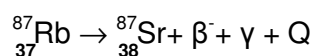
#### 3.5.1.4 DATAÇÃO DE ROCHAS E MINERAIS PELO MÉTODO RUBÍDIO-ESTRÔNCIO

O Estrôncio (Sr) é um elemento vestigial com um raio atômico (1.13 Å) ligeiramente superior ao do Cálcio (0.99Å), pelo que pode substituí-lo na estrutura de minerais como a plagioclase, a apatite e o carbonato de cálcio, especialmente a aragonite. Tem quatro isótopos naturais:  $^{88}\text{Sr}$  (82.53%);  $^{87}\text{Sr}$  (7.04%);  $^{86}\text{Sr}$  (9.87%);  $^{84}\text{Sr}$  (0.56%). O  $^{87}\text{Sr}$  é radiogénico e forma-se por decaimento radioactivo do  $^{87}\text{Rb}$ .

O Rubídio tem um raio atômico (1,48Å) semelhante ao do K (1,33Å) e é incorporado na estrutura dos minerais contendo potássio como as micas (moscovite, biotite, flogopite e lepidolite), o feldspato potássico (ortoclase e microclina) e alguns minerais de argila. Tem dois isótopos de ocorrência natural:  $^{85}\text{Rb}$  (72,2%) e  $^{87}\text{Rb}$  (27,8%), o último dos quais é radioactivo.

O sistema isotópico Rubídio-Estrôncio pode ser aplicado na datação de uma vasta gama de rochas e minerais. No entanto, os resultados obtidos nem sempre são fáceis de interpretar na medida em que, tanto o rubídio como o estrôncio são elementos muito móveis podendo ser facilmente mobilizados por fluidos durante eventos térmicos tardios.

O  $^{87}\text{Rb}$  é radioactivo e decai para o  $^{87}\text{Sr}$  por emissão de uma partícula  $\beta^-$ , segundo o seguinte esquema de decaimento:



sendo  $T_{1/2}=48,8 \times 10^9 \text{a}$  e  $\lambda = 1,42 \times 10^{-12} \text{a}^{-1}$

O crescimento do estrôncio radiogénico num mineral/rocha com rubídio pode ser descrito pela equação derivada da lei da radioactividade:

$$^{87}\text{Sr}_m = ^{87}\text{Sr}_0 + ^{87}\text{Rb}_m(e^{\lambda t} - 1)$$

em que:

$^{87}\text{Sr}_m$  - número total de átomos do isótopo-filho ( $^{87}\text{Sr}$ ) presentes actualmente na amostra;

$^{87}\text{Sr}_0$  - número de átomos do isótopo-filho ( $^{87}\text{Sr}$ ) que existiam quando a rocha ou mineral se formaram;

$^{87}\text{Rb}_m$  - número de átomos do isótopo-pai ( $^{87}\text{Rb}$ ) presentes actualmente na rocha;

$\lambda$  - constante de decaimento.

Na prática, é muito mais fácil medir uma razão de isótopos numa amostra de rocha ou mineral do que as suas abundâncias absolutas e, por isso, usa-se um dos isótopos estáveis como denominador ( $^{86}\text{Sr}$ ):

$$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_m = (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 + (^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})_m (e^{\lambda t} - 1)$$

A equação anterior corresponde à equação de uma recta  $y = b + mx$ . Como as razões  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_m$  e  $(^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})_m$  podem ser medidas por espectrometria de massa e o valor de  $\lambda$  é conhecido, o tempo ( $t$ ) e a razão  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$  são as únicas incógnitas da equação.

Num conjunto de rocha ígneas derivadas de um magma isotopicamente homogéneo pode assumir-se que:

- 1) todas as rochas que cristalizaram a partir desse magma apresentam a mesma razão inicial  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ;
- 2) o Rb e o Sr têm propriedades geoquímicas diferentes pelo que as rochas mais ricas em minerais que incorporam preferencialmente Rb (micas, feldspato alcalino) apresentarão razões Rb/Sr mais altas do que as que contêm maior abundância de minerais com Sr (plagioclase);
- 3) após algum tempo, as rochas com razões Rb/Sr mais altas apresentarão razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  mais altas.

Com base nestes pressupostos, é possível projectar todas as amostras num diagrama isocrónico  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  vs.  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  (Fig. 3.13). Quando o conjunto de amostras define uma relação linear, a razão  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$  será dada pela ordenada na origem e a idade ( $t$ ) pode ser calculada a partir do declive da recta ( $m$ ).

$$t = 1/\lambda \ln (m+1)$$

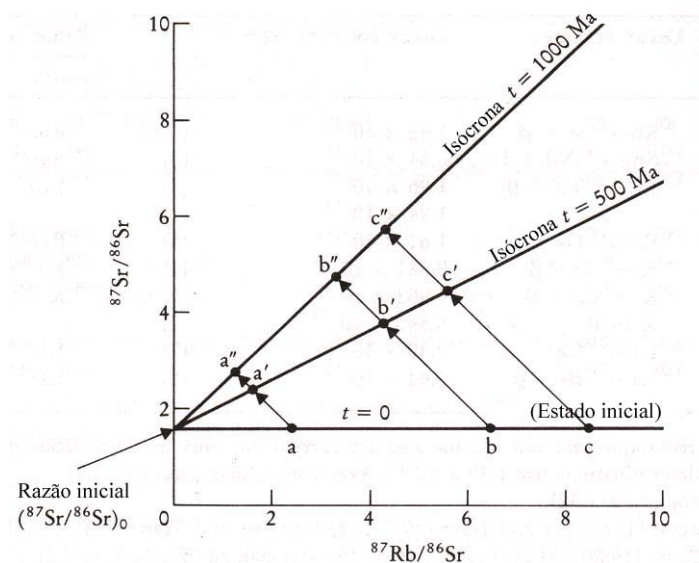


Figura 3.13: Diagrama isocrônico  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  vs  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  mostrando a evolução de uma série de rochas ígneas co-magmáticas no tempo 0 (a), ao fim de 500 Ma (b) e depois de transcorridos 1000 Ma (c). (Rollinson, 1993)

O cálculo de isócronas de rocha-total requer que as amostras sejam cogenéticas e que o sistema se tenha mantido fechado a ganhos ou perdas de Sr ou de Rb desde a altura em que ocorreu a cristalização. Podem também ser traçadas isócronas de minerais (isócronas internas) usando a amostra de rocha e os minerais que a constituem.

### 3.5.1.5 DATAÇÃO DE ROCHAS E MINERAIS PELO MÉTODO SAMÁRIO-NEODÍMIO

O Samário (Sm) e o Neodímio (Nd) são elementos do grupo das terras raras (grupo III B da Tabela Periódica) que ocorrem na natureza em quantidades muito pequenas (< 0.1%). Pertencem ao subgrupo das terras raras leves e tendem a concentrar-se nos líquidos durante os eventos de fusão parcial e a permanecer no magma durante os processos de cristalização fraccionada (enriquecendo progressivamente com a diferenciação magmática).

As terras raras não formam, em geral, minerais próprios, ocorrendo sobretudo a substituir os elementos maiores na estrutura cristalina dos minerais constituintes das rochas. O feldspato e a biotite mostram preferência pelas terras raras leves, enquanto as piroxenas, anfíbulas e granadas concentram sobretudo as terras raras pesadas. Em fases acessórias como a monazite, apatite, zircão e allanite, as terras raras podem estar presentes em concentrações elevadas.

O Samário tem 5 isótopos naturais, quatro estáveis e um radioactivo ( $^{147}\text{Sm}$ ), enquanto o Neodímio tem 7 isótopos naturais, um dos quais é radiogénico ( $^{143}\text{Nd}$ ). O esquema de decaimento do  $^{147}\text{Sm}$  para  $^{143}\text{Nd}$  pode ser traduzido pela equação:

$$^{147}\text{Sm} \rightarrow ^{143}\text{Nd} + Q + \alpha$$

sendo  $T_{1/2}=1.06 \times 10^{11} \text{a}$  e  $\lambda = 6.54 \times 10^{-12} \text{a}^{-1}$

A aplicação da equação fundamental do decaimento radioactivo ao sistema Sm-Nd permite escrever:

$$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_m = (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0 + (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_m (e^{\lambda t} - 1)$$

Neste caso, usa-se o isótopo estável  $^{144}\text{Nd}$  para expressar a equação em termos de razões isotópicas.

Devido ao longo tempo de meia-vida do  $^{147}\text{Sm}$  ( $1.06 \times 10^{11} \text{a}$ ), o sistema Sm-Nd tem sido amplamente aplicado na datação de rochas terrestres muito antigas, meteoritos e rochas lunares. As determinações de idade por este método são feitas normalmente através de isócronas de minerais uma vez que a maioria das sequências de rochas cogenéticas não têm dispersão suficiente das razões Sm/Nd para permitir a definição do declive de uma isócrona de rocha-total nos diagramas  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  vs.  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ .

A granada apresenta elevadas razões Sm/Nd, sendo, por isso, um dos minerais mais utilizados na obtenção de isócronas internas. As isócronas de 2 pontos definidas por granada e outra fase mineral (plagioclase, orto- ou clinopiroxena, hornblenda) ou rocha-total constituem, em muitas situações, boas estimativas da idade de formação da rocha.

De destacar ainda que o Sm e o Nd são elementos muito mais imóveis do que o Rb e o Sr, o que faz com que o sistema Sm-Nd seja menos vulnerável a perturbações causadas por processos de metamorfismo regional, alteração hidrotermal e meteorização química, produzindo idades mais fiáveis.

#### 3.5.1.6 TEMPERATURA DE BLOQUEIO

Dodson (1973, 1979) definiu “temperatura de bloqueio” de um mineral como a temperatura a partir da qual o mineral se fecha para um dado sistema isotópico, i.e., a temperatura a que o mineral passa a acumular o isótopo radiogénico na sua estrutura, iniciando o relógio isotópico (Fig. 3.14). Na altura em que o mineral cristaliza (1), o isótopo-filho difunde-se rapidamente à medida em que é produzido pelo que não é retido na estrutura do mineral. Com o arrefecimento, o mineral passa por um estágio de transição em que parte do isótopo-filho é retido e parte se difunde. Quando o mineral

atinge a sua temperatura de bloqueio ( $T_B$ ), a velocidade de difusão torna-se negligenciável e todo o isótopo-filho é acumulado.

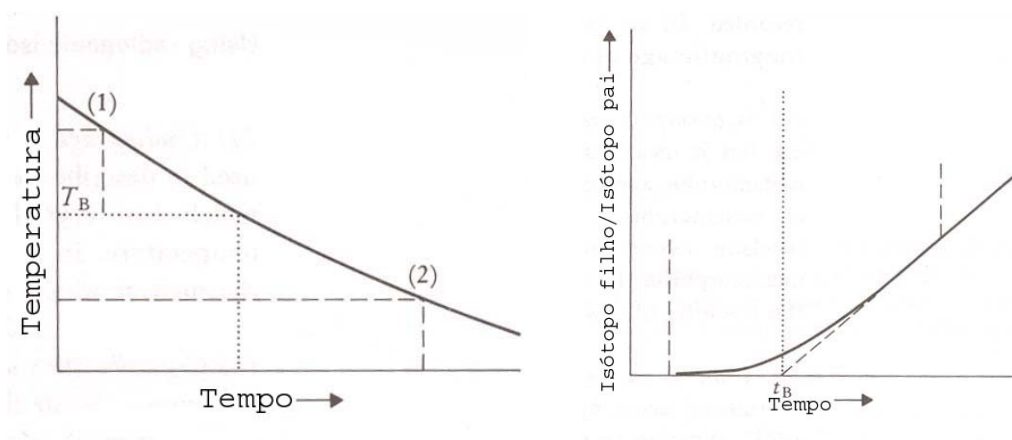


Figura 3.14: Temperatura de bloqueio: (1) Curva de arrefecimento do mineral; (2) Curva de acumulação do isótopo radiogénico,  $T_B$  – temperatura de bloqueio (Rollinson, 1993).

Assim, a idade de um mineral é a medida do tempo que decorreu desde que o mineral atingiu a sua temperatura de bloqueio. O mesmo mineral poderá ter temperaturas de bloqueio diferentes em diferentes sistemas isotópicos. Por outro lado, a minerais diferentes podem corresponder distintas temperaturas de bloqueio no mesmo sistema isotópico (Fig. 3.15) (Rollinson, 1993). Quanto mais alta for a temperatura de bloqueio do mineral, maior será a probabilidade da idade do mineral reflectir a idade de cristalização.

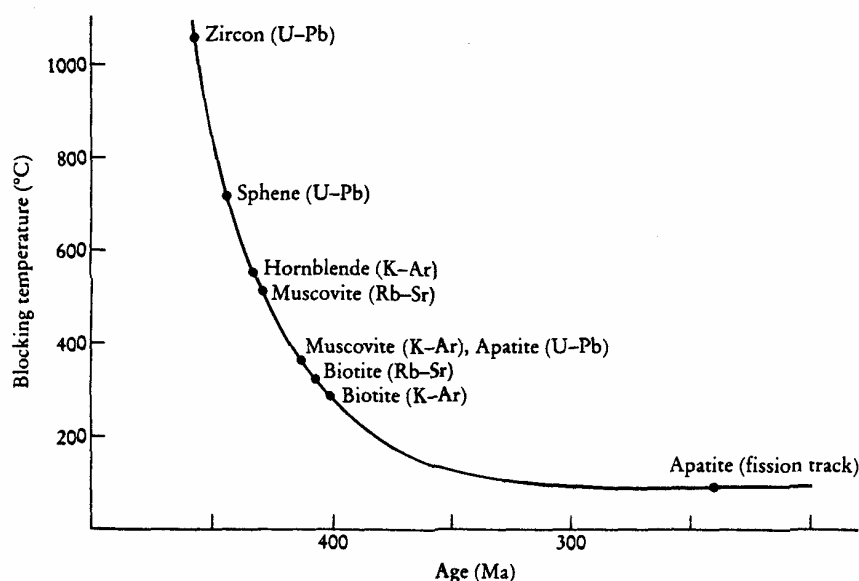


Figura 3.15: Temperaturas de bloqueio para diferentes minerais (Rollinson, 1993).

Este princípio aplica-se também a rochas que arrefeceram lentamente em profundidade. No entanto, as isócronas de rocha-total são menos sensíveis a estes efeitos e dão idades mais próximas da idade de cristalização, desde que não tenham sido perturbadas por processos de metamorfismo regional, alteração hidrotermal e meteorização química posteriormente à sua formação.

### 3.5.1.7 INTERPRETAÇÃO DE DADOS GEOCRONOLÓGICOS

As idades obtidas em minerais e rochas usando técnicas de datação distintas são frequentemente discordantes. Devido à diversidade de significados que estas idades podem ter, é fundamental ter em atenção os seguintes aspectos:

(1) Em rochas ígneas, as idades determinadas em minerais ou rocha-total correspondem frequentemente a idades de cristalização, ou seja, registam a idade do episódio de consolidação magmática;

(2) Nalgumas rochas magmáticas, as idades calculadas a partir de minerais não representam a idade de cristalização, reflectindo antes a idade de arrefecimento, i.e., o intervalo de tempo que decorreu desde que o mineral atingiu a sua temperatura de bloqueio;

(3) Os reajustamentos isotópicos que ocorrem em rochas ígneas durante processos térmicos tardios podem produzir isócronas de rocha total e/ou de minerais que dão a idade do metamorfismo ou a idade do evento de alteração hidrotermal, e não a idade de formação;

(4) Em rochas metamórficas, as idades obtidas em minerais e rochas podem corresponder a idades de metamorfismo, i.e., datam o pico de metamorfismo. No entanto, existem situações, particularmente nos casos em que as idades são determinadas em minerais, em que o valor obtido se refere ao tempo decorrido desde que o mineral ultrapassou a sua temperatura de bloqueio, tratando-se, por isso, de idades de arrefecimento.

### 3.5.2. OS ISÓTOPOS RADIOGÉNICOS COMO INDICADORES PETROGENÉTICOS

Na altura em que a Terra se formou, há  $4.6 \times 10^9$  anos, as razões Rb/Sr,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , Sm/Nd e  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  de todos os materiais do sistema solar eram aproximadamente homogéneas. Pouco tempo depois, a Terra diferenciou-se e gerou-se uma crosta primitiva à superfície do planeta. Alguns elementos foram incorporados preferencialmente na crosta enquanto outros ficaram retidos no manto (Faure, 1986).

No caso do sistema Rb-Sr, o Rb foi extraído do manto e adicionado à crosta e o Sr ficou comparativamente mais enriquecido no manto. Os teores de Rb na crosta (cerca de 100 ppm) são, por isso, bastante mais elevados do que os das rochas do manto (cerca de 4 ppm). Como consequência do decaimento radioactivo de  $^{87}\text{Rb} \rightarrow ^{87}\text{Sr}$ , as razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  das rochas crustais foram aumentando progressivamente, atingindo actualmente valores muito superiores aos das rochas do manto (Fig. 3.15).

Com o sistema Sm-Nd, passou-se exactamente o oposto. O Nd foi incorporado preferencialmente na crosta, enquanto o Sm ficou relativamente mais concentrado no manto. Devido à desintegração de  $^{147}\text{Sm} \rightarrow ^{143}\text{Nd}$ , as razões  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  tornaram-se mais altas, o que explica que os reservatórios mantélicos ( $> \text{Sm}/\text{Nd}$ ) apresentem, no momento actual, razões  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  mais elevadas do que os materiais crustais (Fig. 3.16).

A razão  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  primordial foi determinada a partir do estudo de meteoritos e amostras lunares. O valor da razão  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  inicial nos meteoritos acondríticos basálticos (BABI) é de 0.69897. Por outro lado, a razão Sm/Nd e a razão  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  primordial foram medidas em meteoritos condríticos que são referidos na literatura como CHUR - *Chondritic Uniform Reservoir*.

Com base em análises isotópicas de basaltos recentes das cristas médias oceânicas e das ilhas oceânicas (gerados directamente a partir da fusão parcial de rochas mantélicas), foi possível inferir a composição isotópica actual do manto. Estes estudos mostraram que o manto é extremamente heterogéneo.

Com efeito, sempre que uma porção de crosta é extraída, a razão Rb/Sr no manto baixa, o que faz com que a razão  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  cresça mais devagar. Deste modo, as porções de manto que foram envolvidas em processos de fusão parcial antigos terão razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  mais baixas do que aquelas que só fundiram há pouco tempo ou que nem sequer sofreram qualquer evento de fusão parcial. Nas regiões em que o manto é enriquecido metassomaticamente por circulação de fluidos ricos em Rb, a razão Rb/Sr aumenta, o que dá origem a razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  mais elevadas. O manto tem, na actualidade, razões isotópicas  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  variando entre 0.702-0.705.

Nas rochas crustais, as razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  dependem da idade e da concentração de Rb. As rochas mais antigas têm, em geral, valores altos de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (0.708 - 0.720) enquanto as mais recentes apresentam razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  mais próximas das do manto.

O mesmo tipo de raciocínio pode ser aplicado ao sistema Sm-Nd embora com as adaptações resultantes do seu comportamento ser inverso ao do sistema Rb-Sr.

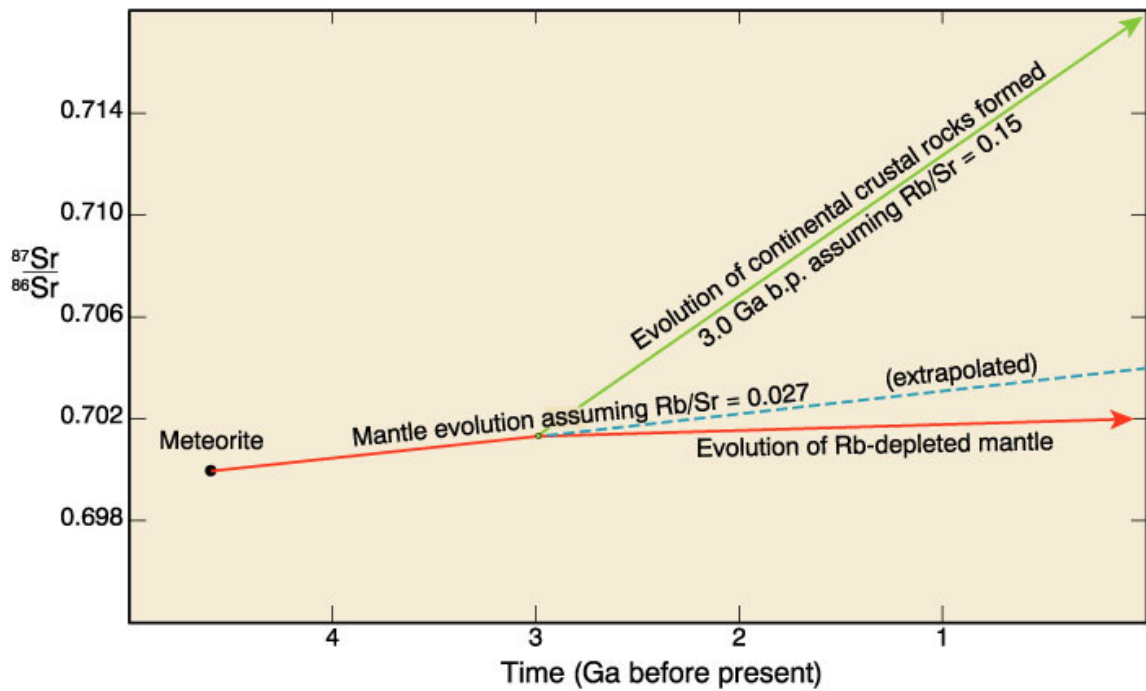


Figura 3.16: Evolução isotópica do Rb e do Sr no manto superior, assumindo que um evento de fusão parcial de grande escala produziu rochas continentais de tipo granitóide aos 3 bilhões de anos (adaptado de Wilson, 1989; [www.whitman.edu/geology/winter/Petrology/](http://www.whitman.edu/geology/winter/Petrology/), Winter, 2001)

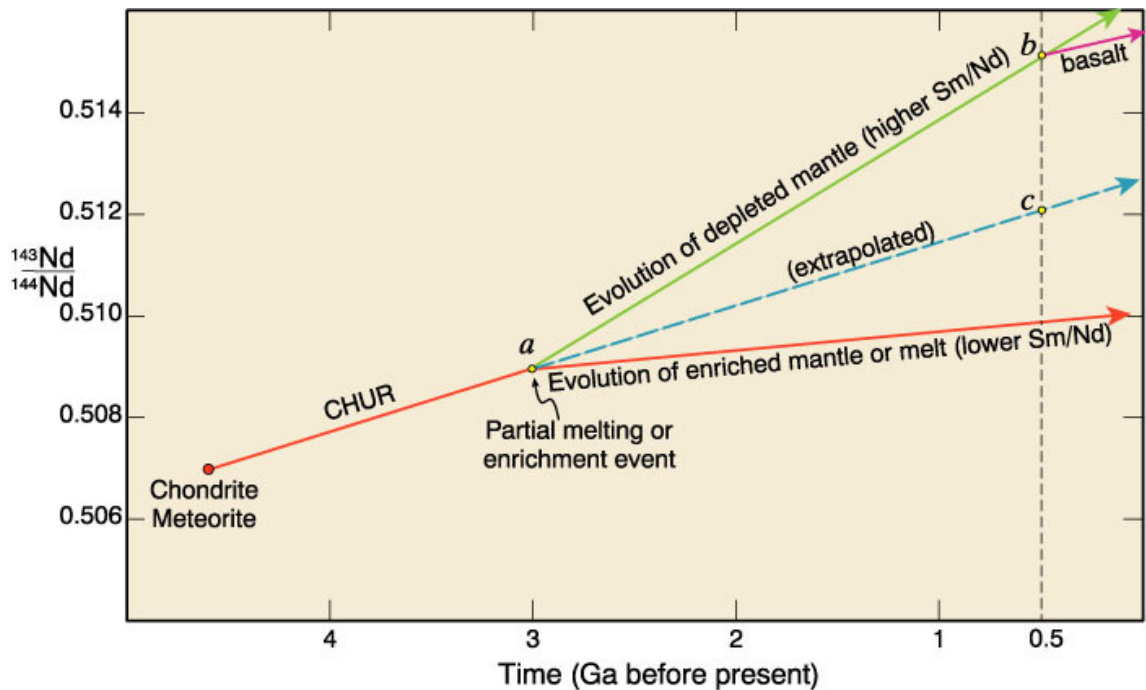


Fig. 3.17: Evolução isotópica do Sm e do Nd no manto superior, assumindo que um evento de fusão parcial de grande escala produziu rochas continentais de tipo granitóide aos 3 bilhões de anos (adaptado de Wilson, 1989; [www.whitman.edu/geology/winter/Petrology/](http://www.whitman.edu/geology/winter/Petrology/), Winter, 2001)



Assim, numa série de rochas produzidas por fusão parcial do manto há, por exemplo, 1000 Ma, as razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  e  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  serão diferentes das que caracterizam as rochas geradas por anatexia da crosta na mesma altura, o que nos permite identificar os materiais-fonte que estiveram envolvidos na sua petrogénese. A informação que se obtém através das composições isotópicas Sr-Nd, em sequências de rochas ígneas, constitui uma das aplicações fundamentais da Geoquímica Isotópica.

### 3.5.2.1 RESERVATÓRIOS ISOTÓPICOS

Tendo em conta que as rochas magmáticas preservam a assinatura isotópica da rocha-fonte e que, em rochas recém-formadas, a quantidade de isótopo-filho resultante de decaimento radioactivo é desprezável, identificaram-se cinco tipos de reservatórios mantélicos com base no estudo de basaltos recentes (Rollinson, 1993):

“Depleted Mantle” (manto empobrecido - DM) – caracterizado por elevadas razões  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  e baixas razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ . Constitui a principal região fonte dos magmas basálticos das cristas médias oceânicas (MORB);

“Enriched Mantle” (manto enriquecido) – com razões  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  baixas e  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  variáveis. A sua composição isotópica parece testemunhar a influência de fenómenos de subducção, envolvendo injeção de material crustal em níveis profundos do manto;

“Bulk Earth” (reservatório primitivo uniforme) – com uma composição isotópica equivalente à do manto homogéneo primordial. Alguns basaltos de ilhas oceânicas (OIB) parecem ter sido gerados a partir dum reservatório deste tipo, embora não haja dados geoquímicos que confirmem que a sua presença;

“Prevalent Mantle Reservoir” - a grande frequência de basaltos de diferentes ambientes geodinâmicos (continentais, ilha oceânica, arco insular vulcânico) com razões  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.5130$  e  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7033$ , leva a pensar que exista um reservatório mantélico com estas características isotópicas;

Manto HIMU - caracterizado por elevadas razões dos isótopos de chumbo ( $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  e  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ), associadas a razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  baixas e  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  intermédias. A origem destas composições isotópicas poderá estar relacionada com processos de mistura do manto com crosta oceânica alterada (contaminada pela água do mar).

Segundo Taylor *et al.* (1984), existem três reservatórios na crosta continental que podem ser distinguidos através dos isótopos de Estrôncio e Neodímio:

Crosta Continental superior - caracterizada por razões Rb/Sr e  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  elevadas e razões  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  claramente inferiores às do manto;

Crusta Continental média – com razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  e  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  inferiores às da crosta continental superior;

Crusta continental inferior – caracterizada por razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  não muito diferentes dos valores actuais do manto e razões  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  variáveis.

### 3.5.2.2 NOTAÇÃO EPSILON ( $\epsilon$ )

Como as variações da razão  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  nos materiais geológicos são muito pequenas, DePaolo & Wasserburg (1976) introduziram o parâmetro epsilon ( $\epsilon$ ) para exprimir o desvio das razões  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  das rochas ígneas em relação a um modelo denominado reservatório condrítico uniforme (CHUR).

Os valores épsilon para a idade de formação ( $t$ ) são calculados a partir da expressão:

$$\epsilon_{\text{Nd}}^t = \left( \frac{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{rocha}, t}}{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}, t}} - 1 \right) \times 10^4$$

em que a razão  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  da rocha no tempo  $t$  é dada por:

$$\left( \frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{rocha}, t} = \left( \frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{rocha}, \text{actual}} + \left( \frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{rocha}, \text{actual}} (e^{\lambda t} - 1)$$

e a razão  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  do CHUR na altura em que a rocha se formou ( $t$ ) é dada por:

$$\left( \frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{CHUR}, t} = \left( \frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{CHUR}, \text{actual}} + \left( \frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{CHUR}, \text{actual}} (e^{\lambda t} - 1)$$

Em termos gerais, os valores de  $\epsilon$  podem fornecer importantes indicações sobre a natureza dos materiais-fonte:

**$\epsilon$  positivos** – implicam que o magma a partir do qual a rocha se formou resultou da fusão parcial de um reservatório mantélico empobrecido ( $\text{Sm}/\text{Nd} > \text{CHUR}$ );

**$\epsilon$  negativos** - indicam que a rocha derivou de fontes com razões  $\text{Sm}/\text{Nd}$  inferiores às do CHUR (e.g. protólitos crustais antigos, manto enriquecido, contaminação de magmas mantélicos por material crustal);

**$\epsilon = \text{zero}$**  – significa que a composição isotópica de Nd na rocha é indistinguível da do CHUR, implicando uma origem a partir dum reservatório mantélico não modificado.

Também é possível definir o parâmetro epsilon ( $\epsilon$ ) para o Sr:

$$\epsilon_{\text{Sr}}^t = \left( \frac{(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{rocha}, t}}{(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{UR}, t}} - 1 \right) \times 10^4$$

em que as razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{rocha}, t}$  e  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{UR}, t}$  correspondem respectivamente às razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  da rocha e do reservatório UR (reservatório uniforme) no tempo  $t$ .

### 3.5.2.3 IDADES MODELO

No sistema isotópico Sm-Nd, pode determinar-se ainda a idade a que uma dada rocha da crosta foi extraída do manto, através da comparação das suas razões  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  com as de um reservatório de referência (CHUR; DM). Esta idade é conhecida como “Idade-Modelo” e o seu cálculo baseia-se no pressuposto que a razão Sm/Nd da rocha não se modificou desde que esta se separou do reservatório – fonte.

No modelo CHUR assume-se que o manto primitivo tinha a mesma composição isotópica que a média dos meteoritos condriticos. A idade modelo  $T_{\text{CHUR}}$  mede o intervalo de tempo que decorreu desde que a razão isotópica da rocha era igual à do reservatório condritico. É calculada a partir das razões  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  e  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  actuais na amostra e no reservatório CHUR, de acordo com a seguinte equação:

$$T_{\text{CHUR}} = \frac{\ln}{\lambda} \left( \frac{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{amostra, actual}} - (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR, actual}}}{(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{amostra, actual}} - (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR, actual}}} \right)$$

Tendo em conta que a composição isotópica do manto evoluiu ao longo do tempo geológico (Fig. 3.16), é natural que as razões Sm/Nd no manto a partir do qual a crosta continental se diferenciou fossem superiores às do CHUR. Por estas razões, as idades modelo das rochas crustais são vulgarmente determinadas em relação a um reservatório mantélico empobrecido ( $T_{\text{DM}}$ ).

$$T_{\text{DM}} = \frac{\ln}{\lambda} \left( \frac{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{amostra, actual}} - (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM, actual}}}{(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{amostra, actual}} - (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM, actual}}} \right)$$

A escolha do reservatório de referência é de extrema importância pois as diferenças entre as idades  $T_{\text{CHUR}}$  e  $T_{\text{DM}}$  podem atingir os 300 Ma (Fig. 3.17).

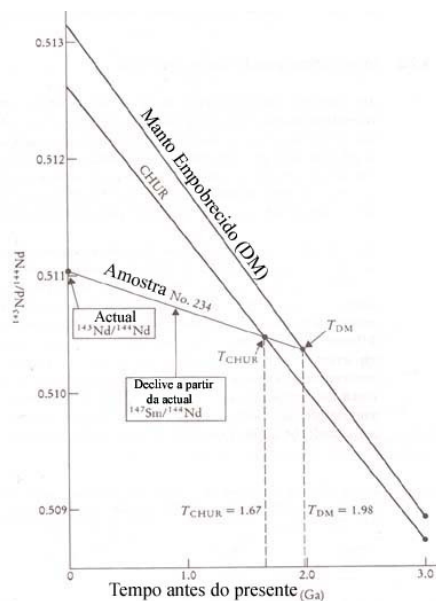


Figura 3.18: Evolução da razão  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  com o tempo comparada com dois modelos do manto: CHUR e DM. (Rollinson, 1993)

#### 3.5.2.4 DIAGRAMAS DE CORRELAÇÃO ISOTÓPICA

A combinação dos dados isotópicos de Neodímio e de Estrôncio é especialmente útil para discriminar rochas derivadas do manto, de rochas formadas por fusão da crosta, ou de rochas que sofreram contaminação por material crustal (Fig. 3.18).

Nos diagramas de correlação isotópica Nd-Sr (Fig. 3.18), a área marcada como “Mantle Array” corresponde ao alinhamento definido pelas rochas basálticas recentes e aponta para a existência de reservatórios mantélicos com razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  e  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  diferentes.

Os basaltos MORB (basaltos das cristas médias oceânicas) apresentam razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  baixas e  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  elevadas ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} < 0.7035$ ;  $\epsilon\text{Nd} > +6$ ), sugerindo fontes mantélicas empobrecidas. Este empobrecimento indica que estas regiões do manto sofreram fenómenos de extracção de fundidos parciais em consequência dos quais a razão Rb/Sr diminuiu e a razão Sm/Nd aumentou. Em contrapartida, os basaltos OIB (basaltos das ilhas oceânicas) tendem a mostrar assinaturas isotópicas mais compatíveis com uma origem a partir de reservatórios mantélicos enriquecidos e/ou primitivos ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} > 0.7030$ ;  $\epsilon\text{Nd} < +8$ ). Os dados isotópicos de Sr e Nd nos basaltos continentais caracterizam-se por uma maior dispersão, traduzindo os efeitos de assimilação da crosta continental pelos magmas derivados do manto. A variabilidade observada confirma a existência de heterogeneidades do manto, a grande escala.

Finalmente, as rochas da crosta continental superior são caracterizadas por razões Rb/Sr e  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  elevadas e razões  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  claramente inferiores às do manto ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} > 0.7050$ ;  $\epsilon\text{Nd} < 0$ ), enquanto os materiais da crosta inferior apresentam razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  não muito diferentes dos valores actuais do manto e razões  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  variáveis.

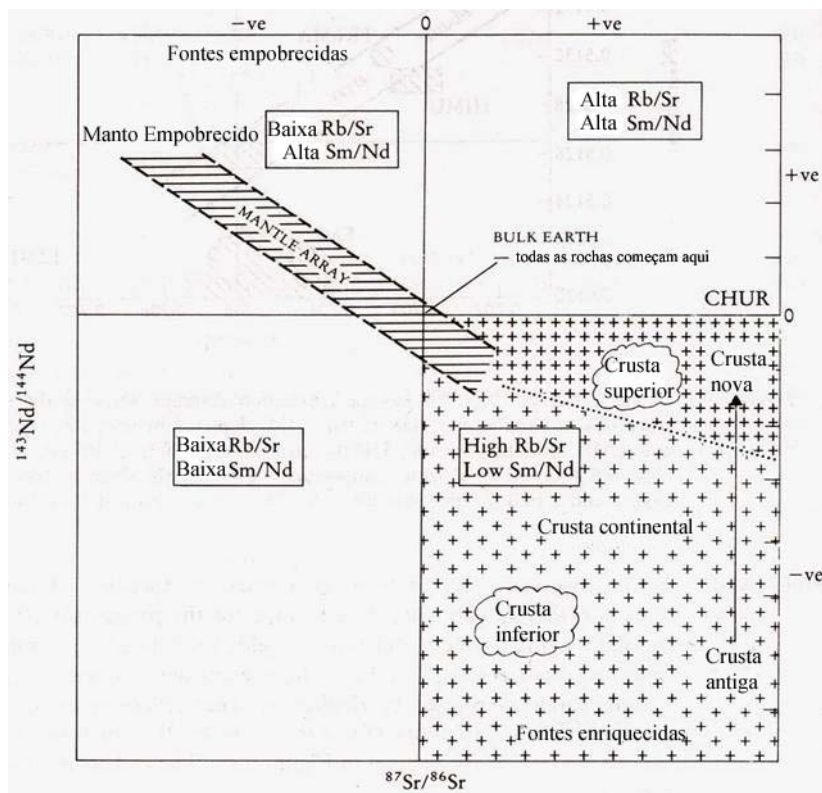


Figura 3.19: Diagrama de correlação isotópica mostrando as posições relativas das fontes mantélicas empobrecidas e enriquecidas (Rollinson, extraído de DePaolo e Wasserburg, 1979)

A assinatura geoquímica das rochas abre assim novos horizontes que nos permitem fazer uma viagem no espaço e no tempo, em que cada rocha representa uma página de um longo livro a desfolhar que permite mergulhar no coração da Terra e desvendar os mistérios que esta tem para nos contar...

## **CAPÍTULO IV**

### **PETROGRAFIA**

Os testemunhos da actividade magmática plutónica na Zona de Ossa Morena são fundamentalmente de idade varisca embora existam alguns vestígios de magmatismo pré-varisco. Na parte portuguesa da ZOM, as rochas ígneas relacionadas com o ciclo varisco incluem granitóides sin-tectónicos e tardi-pós-tectónicos, distribuídos por três grandes complexos: (a) Maciço de Beja; (b) Maciço de Évora e (c) Maciço do Nordeste Alentejano.

Neste capítulo, descrevem-se as principais características mineralógicas e texturais de amostras representativas dos diferentes grupos de granitóides. Mostra-se, na Figura 4.1, a localização das amostras estudadas.

#### **4.1 GRANITÓIDES PRÉ-VARISCOS**

Os granitóides de idade pré-hercínica estão representados na ZOM por um número reduzido de corpos alongados, concordantes com as estruturas regionais (NW-SE) e mostrando indícios de terem sido deformados durante a orogenia hercínica. Apresentam um bandado gnáissico bem marcado e composição predominantemente granítica.

As amostras OSSA 4 (Pedreira de Maceira) e OSSA 5 (Serra de S. Mamede) fazem parte do complexo ortognáissico de Portalegre, situado no maciço do Nordeste Alentejano (Fig. 4.1). Em contrapartida, a amostra OSSA 43 (Ribeira de Alcáçovas) pertence a uma unidade de gnaisses que aflora no limite entre o Maciço de Évora e o Maciço de Beja (Fig. 4.1).

##### **4.1.1 ORTOGNAISSES PRÉ-VARISCOS DE PORTALEGRE**

Os ortognaisses de Portalegre inserem-se no domínio geotectónico da faixa blastomilonítica Porto-Badajoz-Córdova e foram descritos por Gonçalves e Fernandes (1973) e Fernandes *et al.* (1973) como rochas derivadas de granitos alcalinos porfiróides, com granularidade fina a grosseira e estruturas blastomiloníticas frequentes.

Com efeito, as amostras colhidas no maciço de Portalegre (Ossa 4 e Ossa 5) são muito diferentes em termos de tamanho de grão. A amostra Ossa 4 é caracterizada por uma textura fanerítica de granularidade grosseira e tendência porfiróide, enquanto a amostra Ossa 5 apresenta grão mais fino. A foliação gnáissica é conferida em ambas as

fácies pela orientação preferencial dos filossilicatos (biotite e moscovite), feldspatos e quartzo deformado.

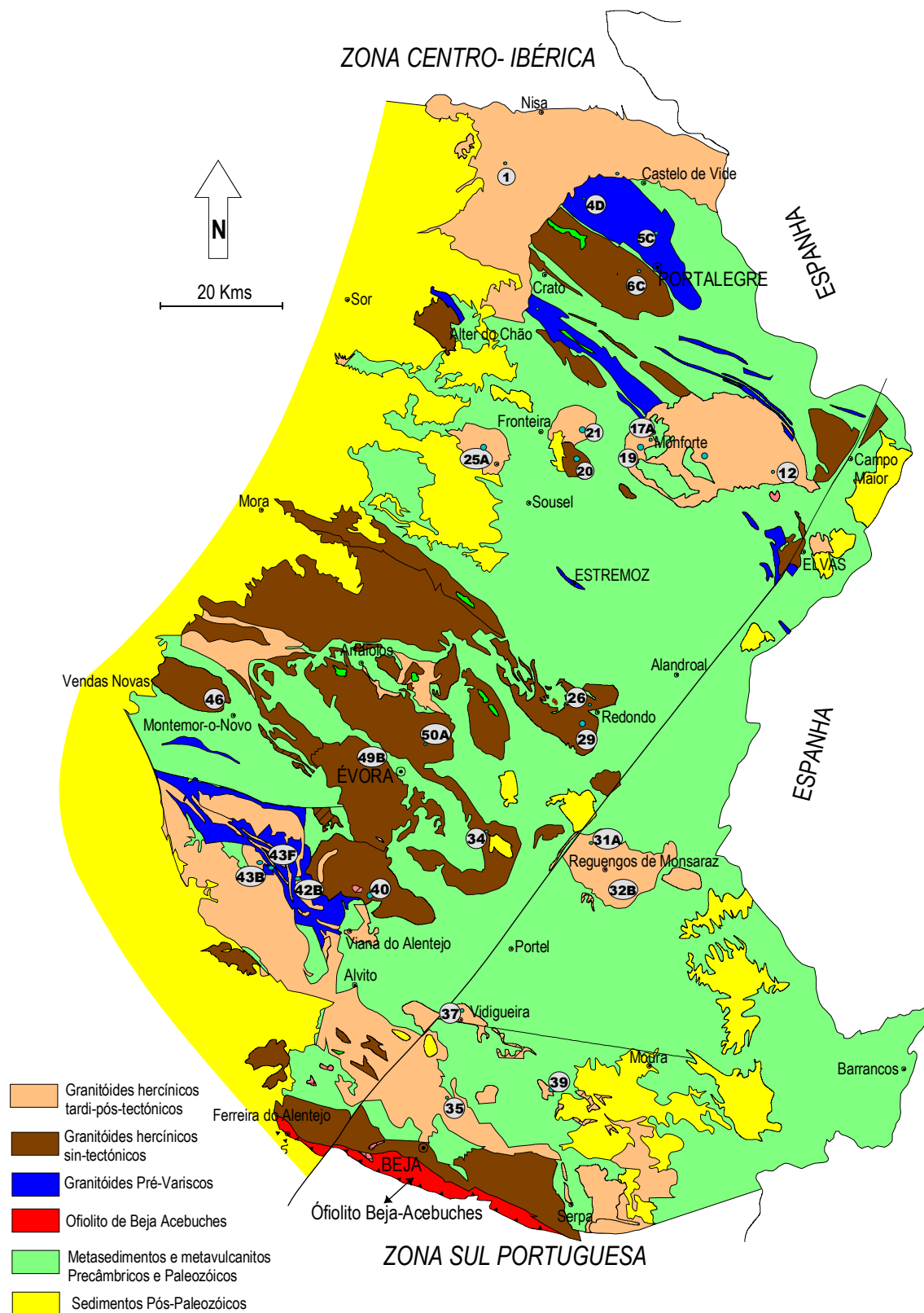


Figura 4.1: Mapa de amostragem dos granitóides da ZOM.

Petrograficamente, verifica-se que as duas amostras contêm quartzo, feldspato potássico e plagioclase como constituintes essenciais e moscovite, biotite, apatite, zircão e opacos como minerais acessórios. A clorite e sericite estão presentes como fases de alteração. A textura é gnáissica, de granularidade média (Ossa 5) a grosseira (Ossa 4), embora se observem vestígios das texturas ígneas originais.

Nas rochas de grão mais grosseiro, o quartzo ocorre em cristais de grandes dimensões (1-3.5 mm), com extinção ondulante e subgranulação, que parecem representar relíquias (porfiroclastos) dos protólitos ígneos (Fot. 4.1). Estes porfiroclastos são menos abundantes nas fácies de grão fino. Tanto as variedades porfiróides como as não porfiróides contêm ainda agregados de pequenos cristais de quartzo que se dispõem em torno dos porfiroclastos de feldspato e quartzo ou ao longo de fracturas no seu interior (Fot. 4.2). Os grãos de quartzo destes agregados têm dimensão máxima de 0.25 mm e, geralmente, não mostram sinais de deformação, o que pode ser atribuído a processos de recristalização metamórfica.

Os cristais de feldspato potássico são incolores, com aspecto sujo e índice de refração inferior ao do quartzo. Em nicóis cruzados, apresentam a macla axadrezada característica da microclina, sendo a figura de interferência biaxial negativa. Mostram habitualmente texturas pertíticas, resultantes da exsolução de plagioclase sódica em condições sub-solidus (Fot. 4.2 e 4.3). Os porfiroclastos de feldspato potássico têm dimensões que atingem 5 mm nas fácies mais grosseiras e estão, em muitos casos, envolvidos por bordos de recristalização revelando efeitos da blastomilonitização (Fot. 4.2).

A plagioclase tende a constituir cristais grandes, predominantemente subédricos, com dimensões máximas de 7 mm (Ossa 4-B), embora também ocorra sob a forma de pequenos grãos anédricos em domínios recristalizados. O índice de refração é inferior ao do quartzo e o sinal óptico positivo. Apresenta a macla da albite, por vezes combinada com a de Carlsbad, sendo de realçar que os planos de geminação estão frequentemente flectidos como consequência da deformação. Por aplicação do método de Michel-Levy, obteve-se um valor máximo de  $(010)^{\wedge}n^{\circ}p=15^{\circ}$ , correspondendo a albite/oligoclase com cerca de 10% de Anortite.

A moscovite está normalmente presente em grãos incolores, de hábito subédrico e dimensões inferiores a 0.125 mm. Em casos esporádicos, pode formar cristais maiores (1.25x1mm) que, na amostra Ossa 4, chegam a constituir agregados (Fot. 4.4, 4.5 e 4.6). Apresenta extinção recta tipicamente mosqueada e sinal de alongamento positivo. As secções basais são, em geral, anédricas, com cores de polarização de 1ª ordem



(cinzentos e amarelos), extinção ondulante e figura de interferência biaxial negativa com ângulo 2V pequeno. Nas secções prismáticas, os traços dos planos de clivagem podem aparecer arqueados (Fot. 4.4 e 4.5) e a extinção, nessas situações, tem carácter ondulante.

A biotite ocorre em cristais muito pequenos, de forma anédrica, com dimensões geralmente inferiores a 0.25 mm. Pontualmente, observam-se cristais com dimensões maiores que chegam a atingir 1.5x0.5 mm (Ossa 4). O pleocroísmo varia entre o creme e o castanho-escuro, a extinção é recta e o sinal de alongamento é positivo. Na maioria das amostras, a biotite mostra indícios de cloritização.

Os opacos estão normalmente associados aos cristais de biotite. A apatite forma cristais prismáticos, euédricos, incolores, de relevo alto, cores de polarização cinzentos de 1ª ordem e figura de interferência uniaxial negativa, espacialmente relacionados com a biotite e a moscovite. O zircão aparece em grãos incolores, euédricos, com dimensões de cerca de 0.025 mm, relevo muito alto ( $n > n_{\text{biotite}}$ ) e cores de polarização de 3ª ordem.

#### 4.1.2 ORTOGNAISSES PRÉ-VARISCOS DE ALCÁÇOVAS

Os ortognaisses de Alcáçovas contactam, a Norte, com a megaestrutura de Monfurado, constituída por rochas do Proterozóico superior, sendo interrompidos, a Sul, pelo Complexo de Beja (Carvalhosa, 1983-85; Gonçalves & Antunes, 1992). São intruídos por uma densa rede filoniana relacionada com este complexo. Segundo Carvalhosa (1983-85), os gnaisses de Alcáçovas têm carácter leucocrático, grão médio a fino e proporções elevadas de microclina, correspondendo a granitos de natureza calco-alcalina. As variedades mais ricas em minerais máficos apresentam uma foliação bem marcada com redobramento isoclinal apertado. Na Carta Geológica de Portugal, escala 1/500 000, publicada pelos Serviços Geológicos de Portugal (1992), estes ortognaisses são incluídos no grupo dos granitóides pré-variscos.

A amostra Ossa 43-B, colhida junto à Ribeira de Alcáçovas, é um ortogneisse biotítico. Em análise microscópica, verificou-se que apresenta uma textura fanerítica de grão fino a médio. Contém quartzo, feldspato potássico e plagioclase, como constituintes essenciais, e biotite, hornblenda, apatite, zircão, opacos, esfena e allanite (rara), como minerais acessórios. A clorite e sericite estão presentes como fases de alteração.

Como consequência da deformação heterogénea envolvendo recristalização do quartzo e do feldspato, o fabric varia de milonítico a granoblástico. A foliação é conferida pela orientação preferencial de biotite e anfíbola.

O quartzo constitui cristais com dimensões compreendidas entre 0.5 e 0.75 mm, extinção ondulante e subgranulação. O feldspato alcalino ocorre em grãos com dimensões máximas de 1 mm e macla axadrezada da microclina, mostrando vestígios de deformação (extinção ondulante) e recristalização (Fot. 4.7).

A plagioclase está fortemente sericitizada e/ou saussuritizada, o que dificulta o reconhecimento da macla polissintética da albite. Nos contactos entre os grãos de feldspato potássico e plagioclase, observam-se frequentemente intercrescimentos entre plagioclase e quartzo vermicular - mirmequites (Fot. 4.8).

A anfíbola presente é hornblenda verde, com pleocroísmo desde o verde muito pálido ao verde-escuro e figura de interferência biaxial negativa (Fot. 4.9). A biotite forma cristais com pleocroísmo variando entre amarelo e castanho-escuro e apresenta, nalguns casos, arqueamento dos planos de clivagem (Fot. 4.10).

A esfena forma grãos incolores ou de tom castanho pálido, anédricos a euédricos, com birrefringência alta, tipicamente associados a biotite e opacos. A allanite tem carácter esporádico e ocorre em cristais anédricos a subédricos, de cor acastanhada e pleocroísmo fraco (Fot. 4.11). A apatite e o zircão encontram-se em cristais de dimensões máximas de 0.25 mm. A primeira tem forma euédrica, cores de polarização cinzentos de primeira ordem e figura uniaxial negativa (Fot. 4.12), enquanto o zircão exhibe cores de polarização de 3ª ordem e figura uniaxial positiva.

## **4.2 GRANITÓIDES VARISCOS SIN-TECTÓNICOS**

As amostras representativas granitóides dos granitóides variscos sin-tectónicos mostram uma grande diversidade litológica abrangendo fácies gabróicas (Ossa 17A, 20 e 26), dioríticas (Ossa 34), tonalíticas (Ossa 40, 50A), granodioríticas (Ossa 29, 46) e monzograníticas (Ossa 6C). As amostras Ossa 6, Ossa 17A e Ossa 20 fazem parte do Maciço do NE Alentejano, enquanto que as restantes provêm do Maciço de Évora.

### **4.2.1 ROCHAS GABRÓICAS**

As amostras de rochas gabróicas foram recolhidas em Vale de Maceira (Ossa 20), Monforte (Ossa 17A) e Redondo (Ossa 26).

#### *Ossa 20 - Vale de Maceira – NE Alentejano*

A amostra Ossa 20 apresenta uma textura fanerítica de grão médio e uma associação mineralógica constituída por plagioclase, clinopiroxena, hiperstena, biotite, feldspato potássico e apatite.

A plagioclase encontra-se em cristais de forma anédrica a subédrica, com dimensões compreendidas entre 1 e 2.5 mm. Por aplicação do método de Michel-Lévy obteve-se um ângulo de extinção máximo de  $(010) \wedge n_p = 29^\circ$  em cristais de índice de refração superior ao do bálsamo, o que corresponde a labradorite com 52% An.

A hiperstena tem cor levemente rósea, hábito prismático, dimensões máximas de 1.75 mm e cores de polarização de 1ª ordem (cinzentos a amarelos) (Fot. 4.13). A extinção é recta nas secções prismáticas e a figura de interferência biaxial negativa. A clinopiroxena (augite) é incolor e apresenta extinção obíqua e cores de polarização de 2ª ordem nas secções de birrefringência máxima (Fot. 4.14 e 4.15). A biotite tem dimensões de cerca de 0.5 x 0.75 mm e pleocroísmo variando do bege ao castanho avermelhado. Surge por vezes com formas irregulares a envolver os cristais subédricos de plagioclase e de clinopiroxena (Fot. 4.14 e 4.15). Também pode ocorrer no interior dos cristais de clinopiroxena constituindo manchas irregulares, o que testemunha que a biotite está a substituir parcialmente o mineral hospedeiro. Todos os aspectos referidos apontam para uma cristalização tardia da biotite.

O feldspato potássico parece ter sido uma das últimas fases a cristalizar. Forma cristais anédricos com carácter intersticial, dimensões de 1.5x2 a 3x4 mm, figura de interferência biaxial negativa e índice de refração inferior ao do bálsamo (Fot. 4.16).

#### *Ossa 17A - Monforte – NE Alentejano*

A amostra 17A foi incluída no grupo das rochas gabróicas mas a paragénese que a constitui revela uma intensa transformação pós-magmática que obliterou a composição mineralógica e o fabric ígneos originais. É formada essencialmente por anfíbola (horneblenda) e plagioclase. Na amostra, ocorrem ainda fases de baixa temperatura, como a esfena e o epídoto.

Os cristais de anfíbola apresentam grandes dimensões (2x3 mm), pleocroísmo em tons de verde e forma predominantemente anédrica (Fot. 4.17 e 4.18). Observam-se por vezes pequenas secções basais (0.25 a 0.5mm) com forma euédrica (Fot. 4.18 e 4.19).

Embora a macla da albite seja ainda visível nalguns cristais de plagioclase, não foi possível determinar a sua composição devido ao avançado estado de alteração (Fot 4.20).

#### *Ossa 26 - Redondo – Maciço de Évora*

A amostra Ossa 26 é composta por horneblenda, plagioclase e quartzo e menores proporções de feldspato potássico (microclina). Embora as características geoquímicas permitam classificar esta amostra como um gabronorito (Cap. 5), a sua actual mineralogia

testemunha claramente a acção de processos hidrotermais (e.g. desenvolvimento de anfíbola secundária, sericitização e saussuritização da plagioclase).

A anfíbola (horneblenda), que aqui constitui um mineral essencial, ocorre em cristais euédricos com dimensões de 0.75x0.75 a 0.75x1.5 mm. Apresenta cor verde com pleocroísmo acentuado (bege a verde escuro). Com excepção de pequenos cristais de plagioclase (0.5 mm) que apresentam macla da albite bem nítida, não se observa a geminação polissintética na maioria dos grãos em consequência da forte sericitização e saussuritização.

#### 4.2.2 ROCHAS DIORÍTICAS E TONALÍTICAS

##### *Ossa 33 e 34 - São Manços – Maciço de Évora*

O maciço de São Manços está instalado entre a Formação “Xistos de Moura” e gnaisses migmatíticos. A cartografia mostra que o complexo intrusivo de S. Manços se relaciona com uma grande dobra cujo núcleo é ocupado por gnaisses migmatíticos com restitos da Série Negra (Carvalhosa & Zbyzewski, 1991).

Estes granitóides exibem uma orientação preferencial dos minerais facilmente identificável em amostra de mão. A sua textura é fanerítica, hipidiomórfica, com granularidade variando de fina (Ossa 33) a média (Ossa 34)

A plagioclase (Andesina 40-45% An), o quartzo, a biotite e a horneblenda estão presentes como fases essenciais. Alguns cristais de anfíbola contêm relíquias de clinopiroxena. O feldspato potássico ocorre em proporções significativamente mais pequenas e a apatite, a esfena, o zircão e os opacos constituem minerais acessórios comuns nestas rochas.

Os cristais de quartzo são anédricos e apresentam dimensões entre 0.5 e 1.5 mm, extinção ondulante, subgranulação e recristalização. A plagioclase forma cristais euédricos a subédricos com zonamento bem marcado. Na lâmina 34 pode atingir dimensões de 3.5 mm. A sericitização tem carácter muito localizado. Por aplicação do método de Michel-Lévy, obtiveram-se ângulos máximos de  $(010)^n_p = 20^\circ$ , correspondendo a andesina com cerca de 45% An. Esporadicamente, os cristais de plagioclase definem alinhamentos.

A horneblenda está frequentemente associada à biotite. Constitui cristais subédricos, com pleocroísmo em tons de castanho e verde e dimensões máximas de 1.5 mm. Nas secções basais são visíveis 2 direcções de clivagem com ângulos de  $120^\circ$ . A biotite apresenta pleocroísmo de amarelo pálido a castanho avermelhado, dimensões

máximas de 1.5 mm e formas predominantemente subédricas. Os planos de clivagem estão, por vezes, arqueados.

A esfena surge em grãos anédricos de dimensões inferiores a 0.5 mm, cor bege, contornos muito escuros devido ao seu alto relevo e birrefringência elevada. A apatite e o zircão apresentam-se em cristais euédricos, com comprimento máximo de 0.125 mm em secções prismáticas, ocorrendo frequentemente como inclusões em biotite e horneblenda.

#### *Ossa 40 - Viana do Alentejo – Maciço de Évora*

A amostra Ossa 40 foi identificada macroscopicamente como um tonalito biotítico de grão médio a grosseiro. Em lâmina delgada, verificou-se que tem uma textura granular hipidiomórfica e contem plagioclase e quartzo como constituintes essenciais. O mineral máfico mais abundante é a biotite embora a horneblenda também esteja presente. A esfena, a apatite e o zircão ocorrem como fases acessórias, enquanto a clorite e a sericite são os minerais de alteração mais comuns.

Os cristais de quartzo apresentam forma anédrica, dimensões que podem atingir os 2.5x3.5 mm, extinção ondulante e subgranulação. A plagioclase tem dimensões variáveis (1.5 a 5 mm), hábito subédrico e zonamento bem marcado (Fot. 4.21). Alguns dos cristais contêm pequenas inclusões de biotite (Fot. 4.22). A aplicação do método de Michel-Lévy permitiu obter ângulos máximos  $(010) \wedge n'p = 14^\circ$  (andesina – An<sub>32</sub>).

A biotite forma cristais predominantemente subédricos, com pleocroísmo variando entre bege pálido e castanho e dimensões em torno de 1 mm. As secções basais são geralmente anédricas com pleocroísmo pouco acentuado. Nalguns casos, a clorite substitui a biotite ao longo dos planos de clivagem (Fot. 4.23). Os cristais de anfíbola têm cor verde acastanhada, forma subédrica e dimensões inferiores a 2 mm. Em nicóis cruzados, apresentam cores de polarização de segunda ordem e a figura de interferência é biaxial negativa (Fot. 4.24).

A esfena ocorre em grãos anédricos, de cor acastanhada, com dimensões máximas de 0.75 mm. A apatite e o zircão tendem a associar-se à biotite e podem estar incluídos nesta fase mineral.

#### *Ossa 50A - Divor - Maciço de Évora*

Os tonalitos sintectónicos de Divor (amostra Ossa 50A) apresentam textura fanerítica, granular, hipidiomórfica, de grão médio. São constituídos essencialmente por plagioclase e quartzo e contêm biotite, anfíbola, feldspato alcalino, esfena, apatite e opacos como fases acessórias.

O quartzo encontra-se em grãos anédricos, com carácter intersticial e dimensões compreendidas entre 0.5x1 e 2x2.5 mm. Mostra vestígios de deformação, nomeadamente extinção ondulante e subgranulação. Embora não haja evidências de uma foliação tectónica nestas rochas, o intenso grau de subgranulação observado no quartzo é consistente com uma instalação sin-cinemática para estes granitóides.

A plagioclase ocorre em cristais predominantemente subédricos, com dimensões variando entre 0.25x0.25 e 2.5x1.25 mm e índice de refacção superior ao do bálsamo. Apresenta maclas polissintéticas segundo a lei da Albite associadas, por vezes, a maclas de Carlsbad e mostra zonamento nítido. O máximo ângulo de extinção obtido foi de  $(010)^n_p = 15^\circ$  o que permitiu classificá-la como andesina ( $An_{33}$ ). Alguns cristais estão intensamente substituídos por sericite (sericitização) e/ou epídoto secundário (saussuritização). Embora em quantidades reduzidas, o feldspato potássico (microclina) está representado nestas litologias sob a forma de grãos anédricos ocupando espaços intersticiais.

Os cristais de biotite têm um pleocroísmo que varia entre o amarelo pálido e o castanho-escuro e extinção recta tipicamente “mosqueada”. Os planos de clivagem encontram-se frequentemente flectidos como consequência da deformação (Fot. 4.26). A anfíbola forma cristais com pleocroísmo acentuado (castanho amarelado - verde escuro), dimensões máximas de 2.5 mm e cores de polarização de 2ª ordem (Fot. 4.27).

A esfena apresenta forma anédrica, dimensões de cerca de 0.5 mm e cores de polarização de ordem superior (Fot. 4.25). A apatite ocorre em pequenos prismas euédricos, com cores de polarização cinzentas de 1ª ordem e dimensões máximas de 0.25 mm. Os grãos de minerais opacos são relativamente abundantes e têm dimensões máximas de cerca de 0.25 mm. O epídoto é um mineral de tonalidade amarelada, relevo alto, cores de polarização de 2ª ordem e chega a formar cristais com dimensões milimétricas (Fot. 4.28).

#### 4.2.3 ROCHAS GRANODIORÍTICAS

##### *Ossa 29 – Redondo - Maciço de Évora*

A amostra Ossa 29 foi recolhida numa pedreira de rochas granodioríticas biotíticas. Petrograficamente, esta amostra caracteriza-se por conter plagioclase, quartzo e feldspato potássico (microclina) como fases essenciais e menores proporções de biotite, horneblenda, apatite e zircão. A clorite, o epídoto e a esfena constituem produtos de alteração dos minerais primários. A textura é granular hipidiomórfica a xenomórfica.

Os cristais de plagioclase, com dimensões variando de 1 a 3 mm, têm zonamento complexo e estão, por vezes, sericitizados e/ou saussuritizados. Os grãos de quartzo são anédricos e mostram extinção ondulante e subgranulação. O feldspato potássico apresenta a macla axadrezada da microclina e tem carácter claramente intersticial.

A biotite é a fase máfica mais abundante e constitui cristais subédricos, com dimensões máximas de 1.5 mm e pleocroísmo acentuado (castanho claro - castanho escuro). A anfíbola (hornblenda) ocorre em cristais pequenos ( $\approx 0.25$  mm), geralmente associados à biotite, de tons verdes, pleocroísmo forte e cores de polarização de 2ª ordem. Os cristais de epidoto podem atingir dimensões de 0.5 mm mas parecem resultar da alteração de plagioclase ou de biotite. Têm cor amarelada, relevo alto, forma anédrica a subédrica e cores de polarização de 2ª ordem.

#### *Ossa 46 – Montemor-o-Novo – Maciço de Évora*

A amostra Ossa 46 foi colhida nas proximidades do maciço tonalítico dos Hospitais que constitui uma intrusão elíptica sintectónica, de orientação NW-SE, na parte ocidental da ZOM. O afloramento corresponde a uma zona de mistura em que se observam fundidos de composição intermédia a ácida no seio do complexo gnaisso-migmatítico, cartografado por Carvalhosa & Zbyzewski (1994).

A análise petrográfica revelou que as fases dominantes na amostra Ossa 46 são plagioclase e quartzo. A biotite constitui a fase máfica principal. Existem alguns cristais anédricos de feldspato, com baixo índice de refração e desprovidos de macla, que não podem ser identificados sem recurso à microsonda electrónica, pelo que não é possível excluir a hipótese de haver feldspato potássico. Os minerais acessórios incluem apatite, óxidos e zircão. A clorite e o epidoto estão presentes como fases de alteração.

A plagioclase tem composição andesínica e forma cristais subédricos (2 - 4 mm), com zonamento fraco e indícios de sericitização. O quartzo ocorre em cristais anédricos, cujos contornos tendem a adaptar-se às formas das outras fases primárias. Apresenta extinção tipicamente ondulante, subgranulação e vestígios de deformação. A biotite forma cristais subédricos frequentemente associados aos minerais opacos e à apatite.

#### 4.2.4 ROCHAS GRANÍTICAS

##### *Ossa 6 e Ossa 7 – Portalegre – NE Alentejano*

O Maciço de Carrascal apresenta uma orientação NW-SE e é composto por rochas gabróicas e dioríticas, na parte central, envolvidas por granitos biotíticos porfiróides e não porfiróides. As amostras Ossa 6 e Ossa 7 foram recolhidas entre Portalegre e o Crato e

correspondem a granitos biotíticos, de granularidade média a grosseira, com deformação heterogênea. A sua textura é protomilonítica a milonítica embora ainda preserve características do fabric magmático original.

Em termos mineralógicos, estas rochas são constituídas por plagioclase, feldspato potássico, quartzo e biotite. Ocorrem ainda, em reduzidas proporções, apatite, opacos e zircão. As fases de alteração presentes são clorite, sericite, epidoto e óxidos de ferro.

A plagioclase forma cristais com dimensões que variam desde os 0.75 aos 2 mm, exibe evidências de deformação e está bastante sericitizada / saussuritizada (Fig. 4.30). Os cristais de quartzo são geralmente mais pequenos e mostram recristalização intensa (Fot. 4.29). Os domínios de quartzo granoblástico podem desenvolver-se em faixas que envolvem os cristais de maiores dimensões de feldspatos e de quartzo. O feldspato alcalino é microclina perítica e tanto ocorre em cristais milimétricos deformados como em pequenos grãos nos agregados de quartzo granoblástico.

A biotite apresenta tonalidades beges a castanho-esverdeados, dimensões relativamente pequenas (0.25 - 0.75 mm) e também parece ter sofrido recristalização. Tende a constituir agregados de cristais nas fácies mais deformadas e contém frequentemente inclusões de apatite, zircão e opacos.

### **4.3 GRANITÓIDES VARISCOS TARDI-PÓS-TECTÓNICOS**

#### **4.3.1 ROCHAS DIORÍTICAS**

##### *Ossa 35 - Diorito de Cuba – Maciço de Beja*

A amostra Ossa 35 foi recolhida a norte de S. Matias, no complexo gabro-diorítico de Cuba-Alvito, descrito por Andrade (1983). Apresenta uma textura fanerítica, granular, hipidiomórfica a xenomórfica e é composta por uma associação mineralógica de plagioclase + anfíbola + biotite + quartzo + clinopiroxena + microclina + opacos + apatite.

A plagioclase é andesina (An<sub>45</sub>). Ocorre em cristais predominantemente subédricos, com dimensões entre 1-3 mm, zonamento pouco marcado, e está frequentemente sericitizada (Fot. 4.31). O quartzo constitui cristais anédricos com extinção ondulante mas não evidenciando deformação muito significativa. A microclina é escassa e de cristalização tardia.

A anfíbola (horneblenda) tem pleocroísmo em tons de verde a verde acastanhado, formas geralmente anédricas e tende a ocupar uma posição intersticial relativamente à plagioclase (Fot. 4.31 e 4.32). Por vezes, contém relíquias de clinopiroxena (augite). A



clinopiroxena também pode estar presente em grãos autónomos associados aos outros silicatos ferromagnesianos (Fot. 4.33).

A biotite constitui cristais anédricos que podem atingir grandes dimensões (2.5 -3.5 mm). Tem pleocroísmo entre castanho claro e castanho-escuro, inclusões de apatite e opacos (Fot. 4.34). Nalguns casos, os planos de clivagem estão arqueados (Fot. 4.35).

#### 4.3.2 ROCHAS TONALÍTICAS

##### *Ossa 25A – Figueira de Barros – NE Alentejano*

A amostra Ossa 25A foi colhida no sector oriental do complexo intrusivo tardi-pós-tectónico de Ervedal (Gonçalves *et al.*, 1975), localizado no NE Alentejano. É constituída essencialmente por plagioclase, quartzo, biotite, anfíbola e feldspato potássico. Como fases acessórias principais estão presentes apatite, opacos, esfena e zircão. A textura é fanerítica, granular, hipidiomórfica de grão médio.

A plagioclase constitui cristais subédricos (0.5 - 4mm), maclados segundo a lei da albite com zonamento complexo e figura de interferência biaxial positiva. O quartzo é anédrico e intersticial, mostrando localmente evidências de recristalização. O feldspato potássico tem hábito predominantemente anédrico, apresenta a macla axadrezada da microclina e figura de interferência biaxial negativa.

A anfíbola (horneblenda) ocorre em cristais de cor verde (por vezes acastanhada), com dimensões de 0.5 a 2 mm, forma anédrica a subédrica, cores de polarização de 2º ordem e figura de interferência biaxial negativa. Os grãos de maiores dimensões estão frequentemente recristalizados, formando agregados de novos cristais de anfíbola verde pálida. Os cristais de biotite mostram pleocroísmo entre bege e castanho avermelhado e contêm inclusões de apatite e zircão. Esporadicamente, os planos de clivagem estão ligeiramente flectidos indiciando deformação. A esfena está geralmente associada à biotite e à anfíbola, tem forma anédrica e dimensões compreendidas entre 0.25 e 0.5 mm.

##### *Ossa 42B – proximidades de Alcáçovas – Maciço de Évora*

A amostra Ossa 42B provém de uma das intrusões tonalíticas tardi-pós-tectónicas que afloram no bordo ocidental do Maciço de Évora, perto do limite com o Maciço de Beja. Tem textura fanerítica, hipidiomórfica de granularidade média e tendência porfiróide. É composta por quartzo, plagioclase, biotite e menores proporções de anfíbola. A alanite e a apatite são as fases acessórias mais comuns.

O quartzo ocorre em cristais anédricos de grandes dimensões (2.5 – 3.5 mm), com extinção ondulante e subgranulação. A plagioclase é predominantemente subédrica e

apresenta macla da albite, por vezes combinada com a de Carlsbad. Por aplicação do método de Michel-Lévy, obteve-se um ângulo máximo de  $(010)^{\wedge}n^{\circ}p=17^{\circ}$ , correspondendo a andesina ( $An_{34}$ ). Os cristais de biotite, com dimensões de 0.5 a 2 mm, mostram pleocroísmo entre bege e castanho avermelhado e estão frequentemente associados a esfena granular secundária.

A anfíbola (horneblenda) tem dimensões inferiores a 1 mm, pleocroísmo em tons de verde acastanhado e relaciona-se espacialmente com a biotite. As secções basais são euédricas e apresentam os ângulos típicos entre as duas direcções de clivagem ( $120^{\circ}$ ). A allanite ocorre em cristais euédricos de secção hexagonal, cor castanha, birrefringência baixa e forte zonamento interno (Fot. 4.36 e 4.37). Associa-se preferencialmente à biotite, originando halos pleocróicos neste mineral (Fot. 4.36).

#### *Ossa 43F – Alcáçovas – Maciço de Beja*

A amostra 43F foi colhida num filão que intrui os ortognaisses pré-hercínicos de Alcáçovas. Estes filões fazem parte da unidade dos Pórfiros de Baleizão (Andrade, 1983) do Maciço de Beja. Trata-se de uma rocha com textura afanítica porfírica, contendo plagioclase e quartzo como fases essenciais e biotite, anfíbola, apatite e zircão como fases acessórias. A esfena, o epídoto e a sericite têm origem secundária. Geoquimicamente, a amostra projecta-se no campo dos tonalitos mas, tendo em conta a sua textura, deve ser classificada como um dacito. Apresenta sinais de intensa alteração hidrotermal o que dificulta a sua análise petrográfica.

A plagioclase é a fase dominante e ocorre tanto na geração fenocristalina como na matriz. Está fortemente sericitizada e saussuritizada. A macla polissintética da albite, por vezes combinada com a de Carlsbad, é visível nalgumas secções. Os cristais de quartzo restringem-se à matriz, têm hábito anédrico e podem mostrar extinção ondulante.

Os silicatos ferromagnesianos presentes são a biotite e a anfíbola (horneblenda) verde. Ambos os minerais ocorrem apenas na matriz em cristais com dimensões que não excedem as décimas de milímetro. A apatite pode formar cristais euédricos e está, nalguns casos, incluída nas fases dominantes.

#### 4.3.2 ROCHAS GRANODIORÍTICAS

##### *Ossa 21 – Fronteira – NE Alentejano*

O complexo intrusivo de Fronteira situa-se 1 Km a leste da vila com o mesmo nome, no alinhamento tectónico W-E definido entre os maciços de Santa Eulália e de Ervedal. Corresponde a uma intrusão epizonal, possivelmente subvulcânica, que se

instalou em metassedimentos câmbrios e silúricos onde gerou uma auréola de metamorfismo de contacto (Gonçalves & Zbyszewski, 1975).

A análise petrográfica revelou que a plagioclase, o quartzo, o feldspato potássico e a biotite estão presentes como constituintes essenciais, enquanto a apatite e os opacos são fases acessórias comuns nestas litologias. A clorite, sericite, esfena e epídoto ocorrem como fases de alteração. A textura é fanerítica, hipidiomórfica, de granularidade média.

A plagioclase forma geralmente cristais subédricos bem desenvolvidos (até 2.5x3 mm) embora também possa ocorrer em secções de dimensões inferiores ( $\approx 0.25 \times 0.5$  mm). Os cristais de maiores dimensões apresentam zonamento acentuado, por vezes, complexo, o que impediu a determinação da sua composição pelo método de Michél-Levy. Nos cristais mais pequenos obteve-se um ângulo de  $(010)^{\wedge}n^{\circ}p = 8.5^{\circ}$ , correspondendo a oligoclase ( $An_{27}$ ).

O quartzo constitui cristais anédricos (2x2 - 4.5x6 mm) com extinção ondulante e alguma subgranulação. O feldspato potássico (microclina pertítica) é menos abundante e aparece em pequenos grãos anédricos. A biotite tem hábito subédrico, dimensões compreendidas entre 0.75x0.75 mm e 1x1.5mm e pleocroísmo de bege a castanho-escuro. A apatite constitui cristais prismáticos ( $\approx 0.125$  mm), associados à biotite. A sericite, a esfena e o epídoto estão presentes como fases secundárias resultantes da alteração da plagioclase, enquanto a clorite se encontra a substituir a biotite.

#### *Ossa 2 – Gáfete – NE Alentejano*

A amostra Ossa 2 foi colhida na pedreira de Singranova, a norte de Alpalhão, e pertence ao chamado granito de Gáfete descrito por Fernandes *et al.* (1973). Em termos petrográficos, trata-se de um granito biotítico embora a classificação geoquímica usada no Capítulo 5 a localize no limite entre as rochas granodioríticas e graníticas. Exibe uma textura fanerítica, não porfiroide, hipidiomórfica, de grão fino a médio ( $\leq 2$ mm) e é constituída pela seguinte associação mineralógica: quartzo, plagioclase, feldspato potássico, biotite, apatite, opacos e zircão. Contém ainda clorite, sericite, moscovite e esfena como minerais de alteração.

A plagioclase ocorre em cristais subédricos, zonados, cujos núcleos estão intensamente sericitizados e moscovitizados. Os cristais com macla da albite bem definida apresentam ângulo máximo  $(010)^{\wedge}n^{\circ}p = 9^{\circ}$  ( $n < \text{bálsamo}$ ), o que permitiu classificar a plagioclase como oligoclase ( $An_{13}$ ). O quartzo tem contornos irregulares e não é muito afectado por subgranulação. Os cristais de feldspato potássico, com

dimensões variando entre 0.5 e 2 mm, são geralmente anédricos, mostram a macla da microclina e de Carlsbad e incluem tipicamente pequenos cristais de plagioclase e biotite.

Os cristais de biotite (<1 mm) estão frequentemente cloritizados e podem conter inclusões de apatite e zircão. A apatite surge na forma de prismas de secção hexagonal, incluída na biotite e nos feldspatos. A moscovite ocorre quer como cristais anédricos no interior da microclina, quer nos núcleos dos grãos de plagioclase zonada, o que aponta para uma origem secundária. A esfena está normalmente associada à biotite cloritizada, representando um produto de alteração.

#### *Ossa 30, 31 e 32 – Reguengos de Monsaraz – Maciço de Évora*

O complexo intrusivo de Reguengos, com disposição E-W e cerca de 12Km de extensão, é constituído por granodioritos e tonalitos. Trata-se de uma intrusão tardi-pós-tectónica, de idade hercínica, que se instalou nos xistos da Formação de Barrancos, dando origem a uma auréola de metamorfismo de contacto. Os afloramentos encontram-se bastante alterados, notando-se contudo um predomínio de rochas granodioríticas na parte central e ocidental do maciço. Para leste de Reguengos, os tonalitos tendem a ocorrer associados aos granodioritos e tornam-se progressivamente mais abundantes para a extremidade oriental da intrusão (Carvalhosa & Zbyzewski, 1991).

A amostra Ossa 32B foi colhida neste maciço e corresponde a um granodiorito de grão médio, com textura granular hipidiomórfica. Em análise petrográfica, foram identificadas como fases essenciais plagioclase (andesina), quartzo, feldspato potássico, biotite e horneblenda. Em menor proporção, ocorrem ainda apatite, zircão e esfena. Como fases de alteração observaram-se sericite, clorite e epídoto.

Os cristais de plagioclase têm forma euédrica a subeuédrica e estão fortemente zonados. O máximo ângulo medido pelo método de Michel-Lévy é de  $(010)^{\wedge}n^{\circ}p = 24^{\circ}$ , correspondendo a andesina ( $An_{34}$ ) embora os bordos possam ser mais sódicos ( $An_{25}$ ). O quartzo é anédrico e está, por vezes, subgranulado. A microclina tem carácter claramente intersticial e pode incluir poiquiliticamente cristais de outros minerais, em particular de plagioclase. Nos contactos entre plagioclase e feldspato alcalino desenvolvem-se, nalguns casos, mirmequites. A horneblenda e a biotite estão normalmente associadas. A anfíbola é verde, subédrica e está pontualmente recristalizada. A biotite constitui cristais de dimensões entre 1-2 mm e contém inclusões de anfíbola, apatite e zircão.

#### *Ossa 37 – Vidigueira – Maciço de Évora*

O granodiorito da Vidigueira, a que pertence a amostra Ossa 37, é caracterizado por uma textura fanerítica, granular, hipidiomórfica de grão fino a médio. Tem plagioclase,

quartzo, feldspato potássico, biotite e anfíbola como minerais essenciais e apatite e zircão como fases acessórias. Estão ainda presentes clorite, sericite e esfena como produtos de alteração dos minerais primários.

A plagioclase constitui cristais subédricos com macla polissintética da albite e zonamento complexo (Fot. 4.38). Por aplicação do método de Michel-Levy, obteve-se um valor máximo de  $(010)^{\wedge}n'p=7.5^{\circ}$ , o que corresponde a oligoclase ( $An_{26}$ ). O quartzo é anédrico, com dimensões de cerca de 1 mm e pode mostrar extinção ondulante e subgranulação. O feldspato alcalino ocorre em grãos anédricos e é microclina pertítica.

A biotite apresenta dimensões máximas de 1.25 mm, pleocroísmo forte entre o bege e o castanho-escuro e está, por vezes, substituída por clorite. Ao longo dos planos de clivagem pode ocorrer ainda esfena secundária. Apresenta inclusões de apatite e zircão, com dimensões inferiores a 0.125 mm. Observaram-se ainda algumas secções hexagonais euédricas de anfíbola, parcialmente substituídas por biotite (Fot. 4.39 e 4.40). A anfíbola apresenta pleocroísmo entre verde-claro e verde-escuro, dimensões de cerca de 0.75x1 mm e cores de polarização de 2ª ordem (Fot. 4.40).

#### 4.3.4 ROCHAS GRANÍTICAS

##### *Ossa 1 – Tolosa-Nisa – NE Alentejano*

O granito de Nisa, cartografado por Fernandes *et al.* (1973), está representado pela amostra Ossa 1. Em amostra de mão, esta rocha corresponde a um granito de duas micas não deformado. Petrograficamente, apresenta uma textura holocristalina, fanerítica, hipidiomórfica, porfiróide de grão médio a grosseiro. É composta por quartzo, feldspato alcalino, plagioclase, biotite e moscovite e pequenas proporções de apatite, zircão e opacos. A sericite e a clorite são as principais fases de alteração.

O quartzo constitui cristais geralmente anédricos com dimensões variando entre 0.25 mm e 6 mm. Mostra alguns indícios de deformação da estrutura cristalina (extinção ondulante e subgranulação). Os grãos de feldspato potássico são incolores, com aspecto sujo e ocorrem tanto sob a forma de fenocristais de dimensões centimétricas e tendência subédrica, como em cristais mais pequenos, milimétricos, anédricos e intersticiais. Apresentam a macla axadrezada característica da microclina, por vezes combinada com a de Carlsbad, e pertites abundantes de tipo venular. A plagioclase é predominantemente subédrica e está sericitizada. As suas dimensões variam entre 0.25x0.75 mm e 1.75x3.5 mm. Os cristais mais alterados estão preenchidos por pequenos e alongados cristais de moscovite dispostos aleatoriamente.

A biotite é a fase máfica principal. Tem pleocroísmo variando entre o bege e castanho avermelhado, forma anédrica a subédrica e dimensões entre 0.4x0.5mm e 3x4 mm. No interior dos cristais de biotite observaram-se alguns cristais prismáticos de zircão com dimensões de cerca de 0.075 mm. O zircão é um mineral incolor, com relevo alto ( $n > \text{biotite}$ ), cores de polarização de 3ª ordem e figura uniaxial positiva.

A apatite está presente em cristais incolores, subédricos a euédricos, com relevo alto e cores de polarização cinzentas de 1ª ordem. Forma prismas de secção hexagonal com aspecto bastante fracturado e dimensões de cerca de 0.25 - 0.5 mm. Está preferencialmente associada à biotite. A moscovite ocorre em cristais anédricos e subédricos, com extinção recta, “mosqueada” e dimensões inferiores a 1 mm.

#### *Ossa 12 e 19 – Monforte-Santa Eulália – NE Alentejano*

O complexo plutónico de Monforte-Santa Eulália (CPMS) ocupa uma área aproximada de 400 km<sup>2</sup> e localiza-se a sul do cavalgamento de Portalegre, a norte do carreamento da Juromenha, a oeste da falha da Messejana e a este da falha de Castelo de Vide. Corta claramente as estruturas hercínicas regionais, de orientação geral NW-SE, (incluindo a falha de Alter do Chão) e provoca, em regra, metamorfismo de contacto nas formações encaixantes (Lopes, 1997).

A amostra Ossa 12 foi colhida no sector oriental do maciço de Santa Eulália e caracteriza-se macroscopicamente como um granito de grão médio, não porfíroide. Ao microscópio petrográfico, a textura é fanerítica de grão médio, inequigranular, hipidiomórfica. Contém como constituintes essenciais quartzo, feldspato potássico, plagioclase, biotite e moscovite. A apatite é a principal fase acessória. Estão ainda presentes clorite, sericite, esfena e epidoto como minerais de alteração.

Os cristais de quartzo são abundantes apresentando-se com forma anédrica e dimensões variando desde 0.5 mm até 2.5 mm, por vezes com extinção ondulante. O feldspato potássico constitui cristais predominantemente anédricos, com dimensões que podem ultrapassar os 5 mm. Apresenta macla axadrezada da microclina e textura pertítica. No interior dos cristais de feldspato potássico encontram-se frequentemente inclusões de micas, quartzo e plagioclase, o que lhes confere um carácter poiquilítico. Nos contactos entre os grãos de feldspato potássico e plagioclase observam-se, esporadicamente, intercrescimentos mirmequíticos.

A plagioclase tende a formar cristais mais pequenos, com dimensões variando de 0.25 a 1.25 mm, preferencialmente subédricos, apresentando a macla polissintética da albite. Nalguns cristais em que não se observou a macla da albite obtiveram-se figuras de interferência biaxiais positivas indicando tratar-se de plagioclase. Por aplicação do

método de Michel-Lévy, obteve-se um valor máximo de  $(010)^{\wedge}n^{\circ}p$  de  $13^{\circ}$ , correspondendo a oligoclase-andesina com cerca de 30% de Anortite. No interior da plagioclase ocorrem, como produto de alteração, pequenos cristais de sericite e epídoto.

A biotite forma cristais subédricos, com dimensões entre 0.5mm e 1.25 mm. Apresenta pleocroísmo entre bege e castanho avermelhado, extinção recta “mosqueada” e sinal de alongamento positivo. Está frequentemente alterada para clorite e esfena que a substituem ao longo dos planos de clivagem. A clorite identifica-se pela cor verde pálida e cores de polarização anómalas (azuis).

A moscovite é tardia, tem hábito subédrico a anédrico, extinção recta tipicamente “martelada”, dimensões de 0.5 a 1mm e ocorre no interior dos feldspatos ou em associação com a biotite. A apatite ocorre em cristais prismáticos incolores (0.25x0.125 mm), de relevo alto, cores de polarização cinzentos de 1ª ordem e figura de interferência uniaxial negativa.

A amostra Ossa 19 foi colhida nas proximidades de Monforte, no sector ocidental do maciço de Monforte-Santa Eulália. Em amostra de mão, é um granito róseo de grão médio a grosseiro. Petrograficamente, distingue-se da amostra Ossa 12 pelo claro predomínio de feldspato potássico sobre a plagioclase, reduzidas proporções de biotite e presença de biotite verde, o que confirma o seu carácter geoquímico mais evoluído e a sua classificação com granito alcalino (Capítulo 5).

O feldspato alcalino forma cristais, anédricos a subédricos, de grandes dimensões (até 5 mm), com macla axadrezada da microclina e figura de interferência biaxial negativa. Alguns cristais apresentam pertites abundantes. A plagioclase ocorre em cristais subédricos mais pequenos, atingindo excepcionalmente 4mm. Está, nalguns casos, saussuritizada. O quartzo é incolor, anédrico, com dimensões até 2.5 mm. O mineral máfico mais abundante é biotite. Apresenta dimensões de cerca de 0.75x2 mm a 1.5x3mm e pleocroísmo de amarelo acastanhado a verde-escuro.

#### *Ossa 39 - Granitos de Pedrógão – Maciço de Évora*

A amostra Ossa 39 foi colhida no limite sul da povoação de Pedrógão. Trata-se de um granito de grão médio, de duas micas, de tendência porfiróide. Em lâmina delgada, verifica-se que é constituída por quartzo, feldspato alcalino, plagioclase, biotite e moscovite. A apatite e o zircão ocorrem como minerais acessórios e a sericite e a clorite como fases de alteração.

O quartzo é anédrico e intersticial (1 – 4.5 mm), ocorrendo ainda como inclusões no feldspato alcalino. Os cristais de feldspato potássico estão geralmente pertitizados e

apresentam macla axadrezada da microclina incipiente. Por vezes, são poiquilíticos incluindo plagioclase, biotite e quartzo. A plagioclase ocorre em cristais subédricos, zonados e está sericitizada e/ou moscovitizada. Por aplicação do método de Michel-Lévy, obteve-se um valor máximo de  $(010)^{\wedge}n^{\circ}p = 8^{\circ}$  (An<sub>26</sub>).

A biotite apresenta dimensões máximas de 1.25 mm, pleocroísmo forte entre o bege e o castanho avermelhado e está, por vezes, substituída por clorite e moscovite. Ao longo dos planos de clivagem pode ocorrer ainda esfena secundária. A moscovite deverá ser de origem essencialmente secundária pois parece formar-se à custa da biotite e dos feldspatos. Constitui, nalguns casos, agregados de cristais que pseudomorfizam uma fase mineral cuja identificação não foi possível estabelecer (Fot. 4.41). Pela forma, poderá tratar-se de andaluzite ou cordierite.

#### *Ossa 49B - Granitos de Évora – Maciço de Évora*

A amostra Ossa 49B foi colhida em Évora (Alto de São Bento). Em termos petrográficos corresponde a um granito de grão fino, biotítico-moscovítico com textura fanerítica, granular, hipidiomórfica. É composta por quartzo, feldspato alcalino, plagioclase, biotite e proporções reduzidas de moscovite. A apatite e o zircão constituem as principais fases acessórias e a sericite e a clorite ocorrem como produtos de alteração dos feldspatos e da biotite, respectivamente.

O quartzo tem hábito anédrico ( $\leq 1$  mm) e carácter intersticial. O feldspato potássico está preferencialmente presente em pequenos grãos anédricos embora se observem alguns cristais isolados, de tendência subédrica e maiores dimensões ( $\approx 1$  mm). Apresenta a macla axadrezada típica da microclina e exsoluções micropertíticas indicando arrefecimento em condições sub-solidus (Fot. 4.42). A plagioclase ocorre em cristais subédricos, zonados, de dimensões variáveis ( $\leq 2$  mm) e mostra, nalguns casos, geminação complexa e indícios de sericitização. Nos contactos com o feldspato potássico é comum desenvolverem-se mirmequites (Fot. 4.43).

A biotite é o constituinte máfico mais abundante. Forma grãos de hábito subédrico a anédrico, com pleocroísmo forte entre bege e castanho e está, por vezes, substituída por clorite. A moscovite pode ocorrer em pequenos grãos subédricos associados à biotite (Fot. 4.44) ou em contacto com os feldspatos (Fot. 4.45), parecendo ser, pelo menos em parte, de cristalização magmática tardia. A apatite, o zircão e os opacos ocorrem preferencialmente como inclusões nos minerais essenciais.



## 4.4 SÍNTESE PETROGRÁFICA

As características texturais da maioria das amostras estudadas permitem classificá-las como rochas plutônicas, derivadas de magmas que cristalizaram lentamente em profundidade (texturas faneríticas granulares). Em termos mineralógicos, apresentam composições que variam desde gabros, passando por dioritos, tonalitos e granodioritos até granitos. Os membros mais evoluídos distinguem-se dos menos diferenciados pela maior importância do feldspato potássico, quartzo e biotite, ocorrência de plagioclase com composições mais sódicas e ausência de anfíbola e piroxena (Fig. 4.2).

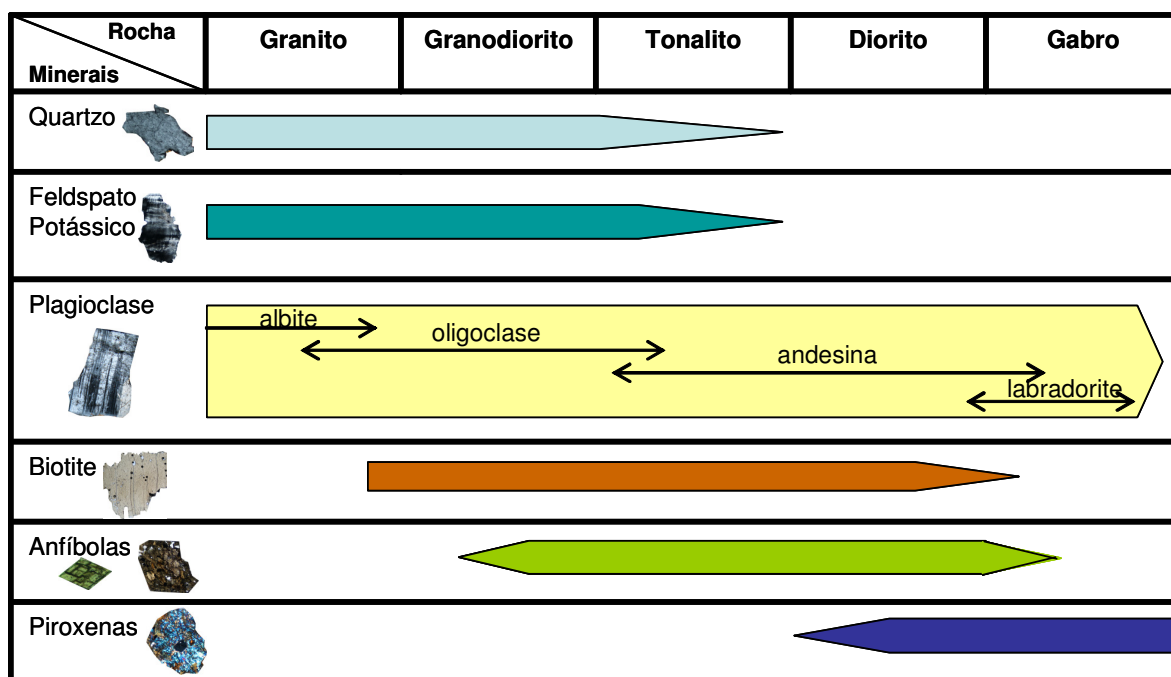


Figura 4.2- Esquema simplificado da composição mineralógica das principais rochas granitóides estudadas.

Com base nas relações texturais observadas podem tirar-se as seguintes conclusões sobre a sequência de cristalização:

1. a plagioclase e os silicatos ferromagnesianos (piroxena, anfíbola e biotite) apresentam em geral formas subédricas e são envolvidos pelo quartzo e feldspato alcalino intersticiais, o que aponta para uma cristalização precoce daquelas fases;
2. a anfíbola e a biotite tendem a ser tardias relativamente à piroxena nas rochas em que estas fases ocorrem juntas;
3. a presença de plagioclase com zonamento normal e/ou complexo indica condições de desequilíbrio entre os cristais e o líquido que com eles coexistiu, e

poderá reflectir, no último caso, intervenção de processos de mistura de magmas com composições contrastantes;

4. a allanite e a esfena primária ocorrem preferencialmente nas rochas de composição intermédia e estão normalmente associadas aos cristais de anfíbola e de biotite, devendo ter-se gerado simultaneamente com estes minerais;

5. a apatite, os opacos e o zircão estão presentes em todas as fácies sob a forma de inclusões nos minerais essenciais pelo que é provável que se tenham formado durante os estádios iniciais da consolidação magmática, em particular no caso dos magmas mais ácidos;

6. o feldspato potássico constitui frequentemente, nas rochas granodioríticas e graníticas de tendência porfiróide, cristais subédricos de maiores dimensões que incluem poiquiliticamente plagioclase e biotite, sugerindo que a sua cristalização tenha antecedido a dos grãos anédricos da matriz;

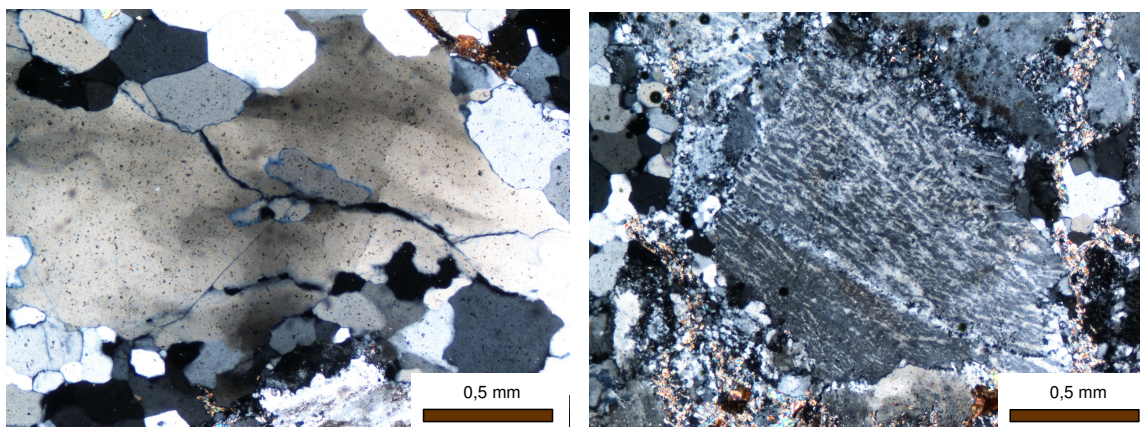
7. o quartzo e o feldspato alcalino anédricos e intersticiais representam as últimas fases a precipitar a partir dos líquidos magmáticos, sendo difícil estabelecer uma cronologia relativa para estes dois minerais.

Os ortognaisses pré-variscos e a maioria dos granitóides sin-tectónicos mostram indícios de terem sido afectados por processos de deformação heterogénea e recristalização, que se manifestam pelo desenvolvimento, em vários graus, de domínios granoblásticos (constituídos por agregados de quartzo e feldspatos), e de uma foliação tectónica, mais ou menos bem marcada, conferida pela orientação preferencial dos filossilicatos e dos cristais de quartzo e feldspato deformados. Segundo Shelley (1993), o desenvolvimento de mirmequites nos limites entre cristais de feldspato potássico e plagioclase também parece estar especialmente associado à deformação de rochas granitóides.

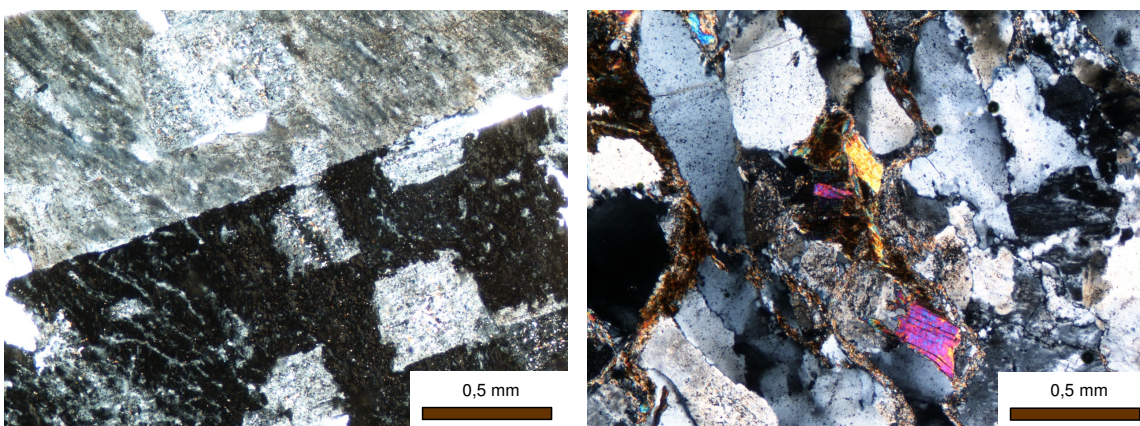
Nos granitóides tardi-pós-tectónicos, os efeitos da deformação estão praticamente ausentes, embora o quartzo possa apresentar extinção ondulante e alguma subgranulação como consequência dos mecanismos de instalação.

Todas as rochas estudadas exibem ainda evidências de alteração pós-magmática, envolvendo participação significativa de fluidos aquosos, sendo os casos mais comuns a sericitização e a saussuritização da plagioclase e a cloritização da biotite. A cloritização da biotite é um fenómeno complexo de hidratação que ocorre a baixa temperatura e constitui uma importante fonte de iões K<sup>+</sup> para a sericitização da plagioclase. Com efeito, a alteração de plagioclase para sericite requer a adição de água e potássio que reagem com a componente anortítica da plagioclase, libertando cálcio. A libertação de cálcio da

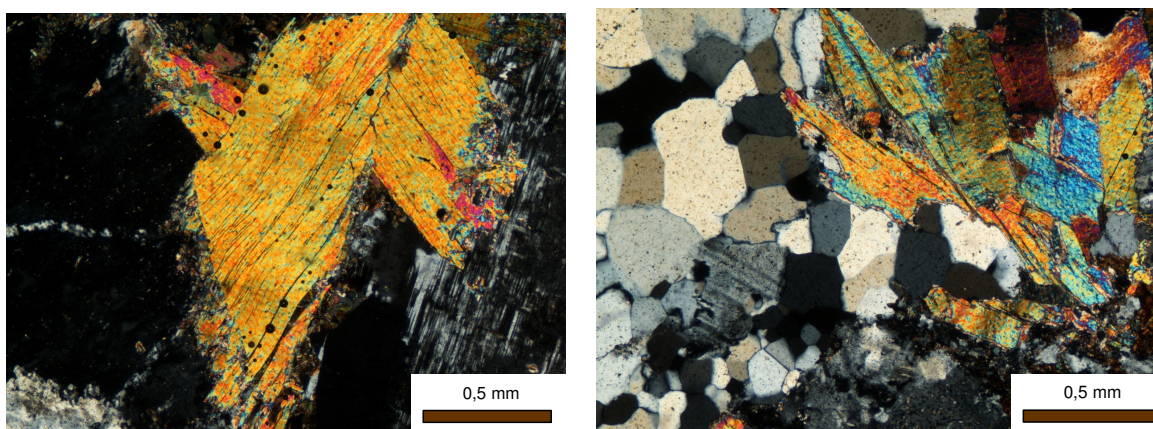
estrutura da plagioclase pode, nalgumas situações, ser usada para produzir epidoto e titanite (saussuritização).



**Fot. 4.1 e 4.2-** Ortognaisses de Portalegre: **(1)** Porfiroclasto de quartzo com extinção ondulante e subgranulação (Ossa 4D); **(2)** Porfiroclasto de feldspato alcalino com bordo de recristalização, formado por um agregado de pequenos cristais de quartzo e feldspato (Ossa 4D).



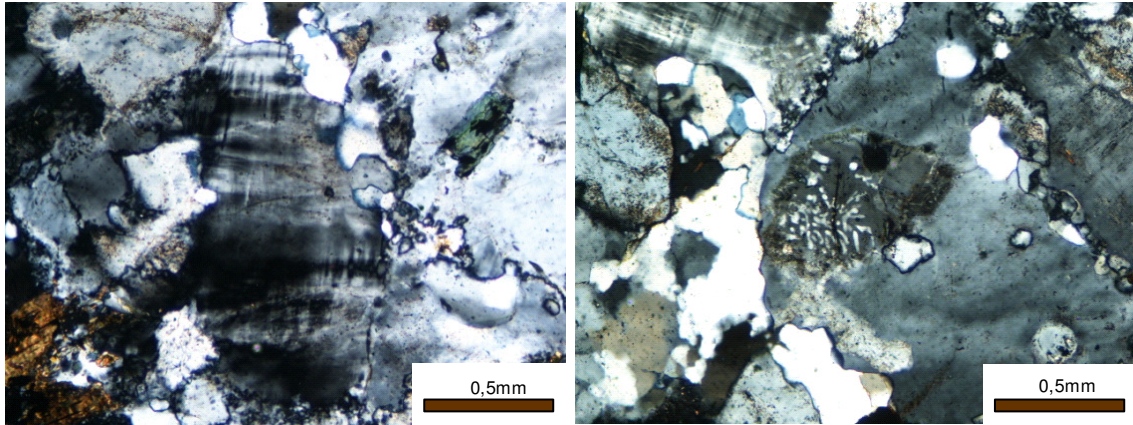
**Fot. 4.3 e 4.4-** Ortognaisses de Portalegre: **(3)** Porfiroclasto de microclina mostrando textura perítica e macla de Calsbad (Ossa 4A); **(4)** Pequenos cristais de biotite e moscovite (Ossa 5C).



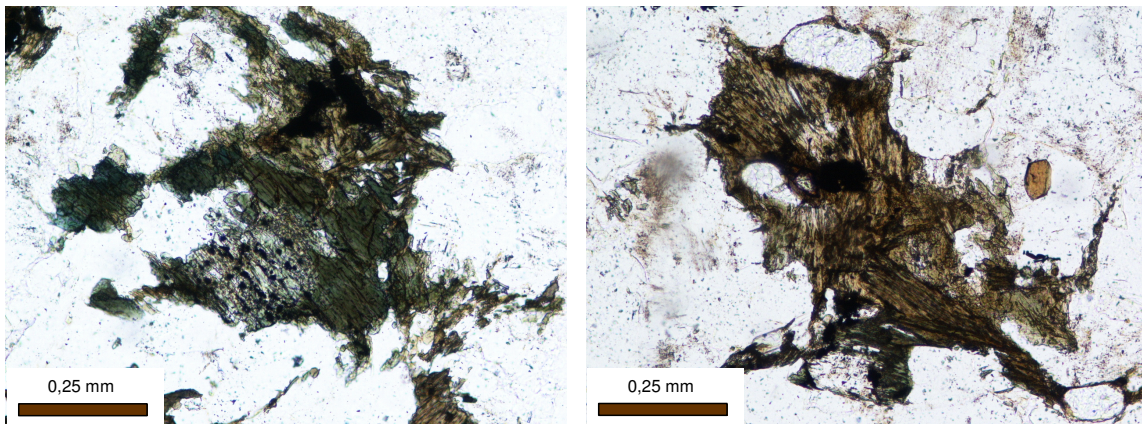
**Fot. 4.5 e 4.6-** Ortognaisses de Portalegre: **(5)** Cristal de moscovite com traços de planos de clivagem arqueados (Ossa 4A); **(6)** Agregado de cristais de moscovite (Ossa 4A).



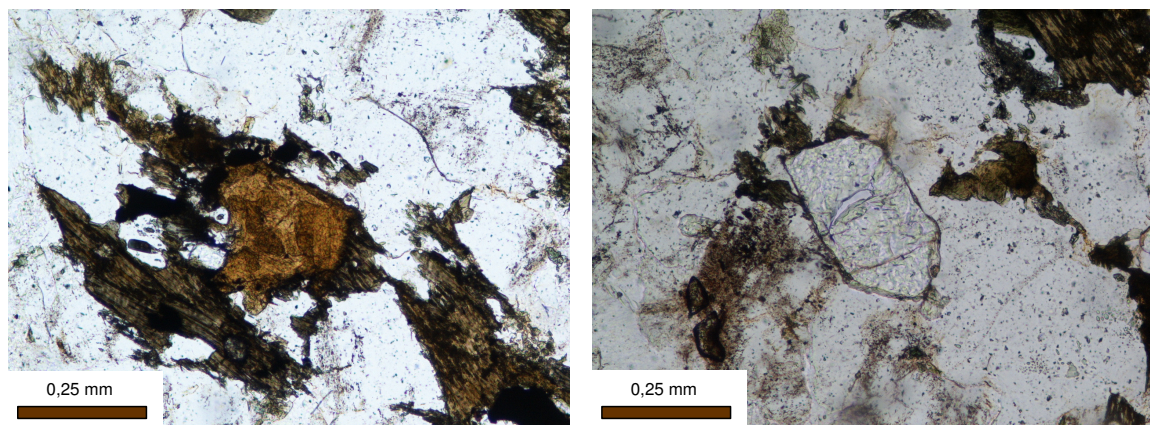




**Fot. 4.7 e 4.8** - Ortognaisses de Alcáçovas: **(7)** Feldspato alcalino apresentando macla axadrezada da microclina e extinção ondulante (Ossa 43B); **(8)** Intercrescimento entre plagioclase e quartzo vermiculares - mirmequites (Ossa 43B).



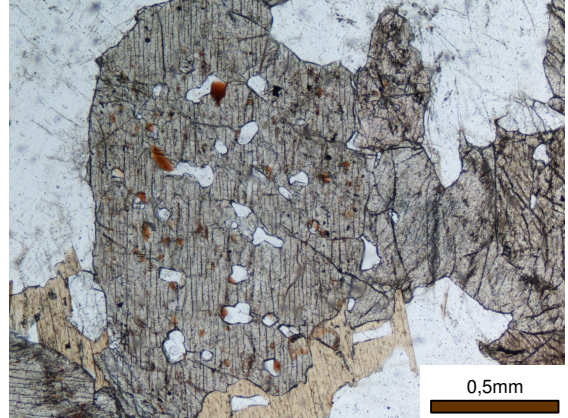
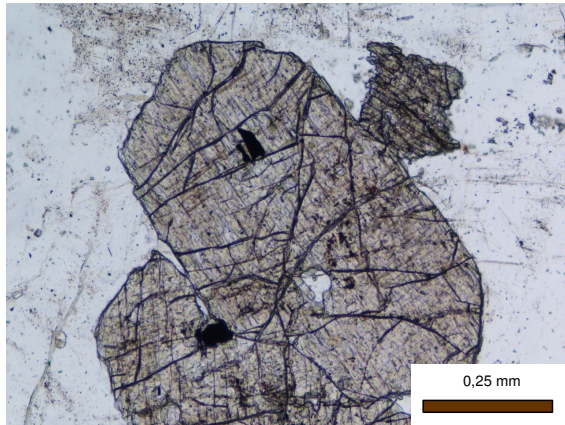
**Fot. 4.9 e 4.10**- Ortognaisses de Alcáçovas: **(9)** Cristais de anfíbola verde anédrica (Ossa 43B); **(10)** Cristais de biotite formando um pequeno agregado (Ossa 43B).



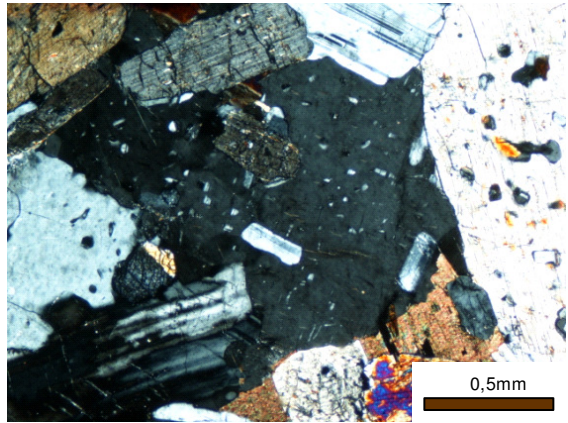
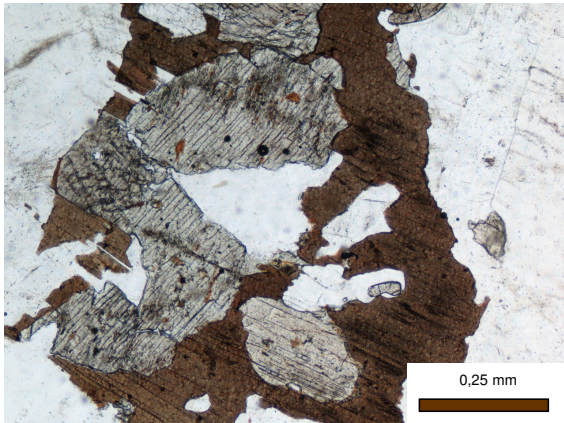
**Fot. 4.11 e 4.12**- Ortognaisses de Alcáçovas: **(11)** Cristal de allanite subédrica (Ossa 43B); **(12)** Cristal subédrico de apatite (Ossa 43B).



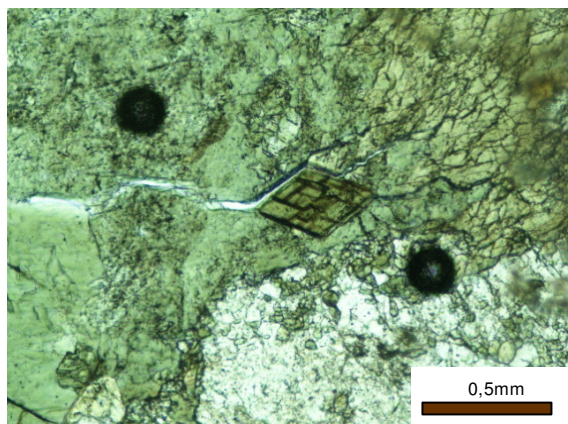
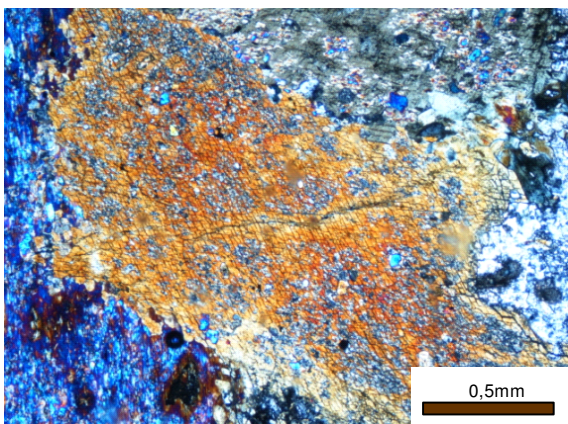




**Fot. 4.13 e 4.14-** Granitóides sin-tectónicos: **(13)** Cristal euédrico de ortopiroxena (Ossa 20); **(14)** Cristal de clinopiroxena com inclusões de plagioclase e substituição parcial por biotite (Ossa 20).



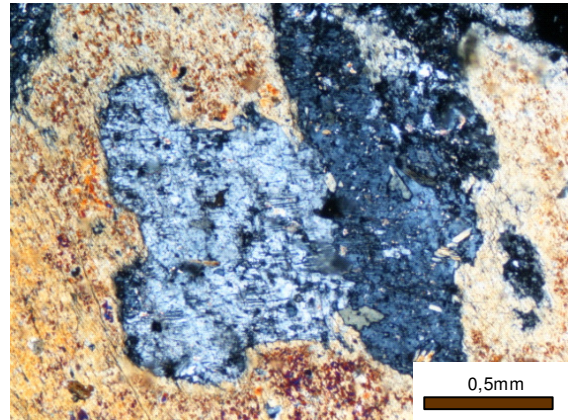
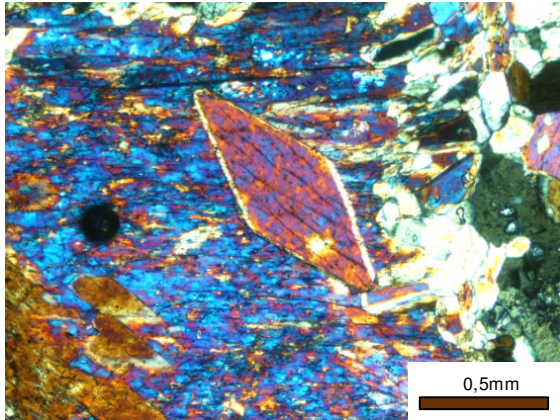
**Fot. 4.15 e 4.16-** Granitóides sin-tectónicos: **(15)** Cristais de clinopiroxena rodeados por biotite (Ossa 20); **(16)** Cristal anédrico de feldspato potássico intersticial (Ossa 20).



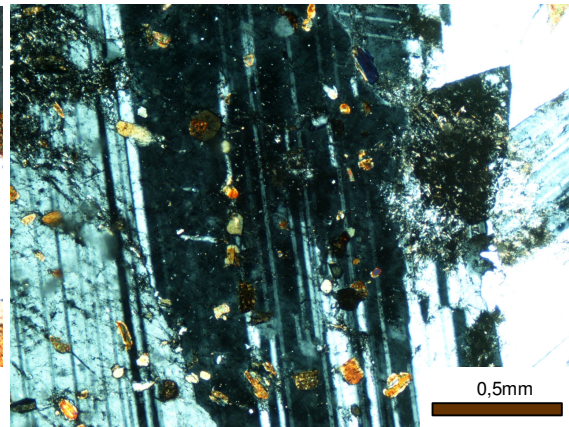
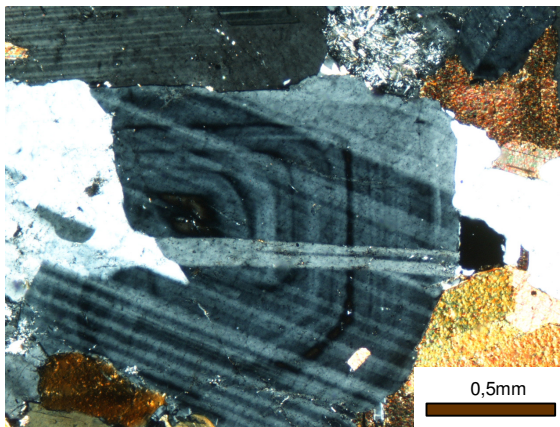
**Fot. 4.17 e 4.18-** Granitóides sin-tectónicos **(17)** Cristal de horneblenda apresentando alteração (Ossa 17A); **(18)** Secção basal de horneblenda (Ossa 17A).



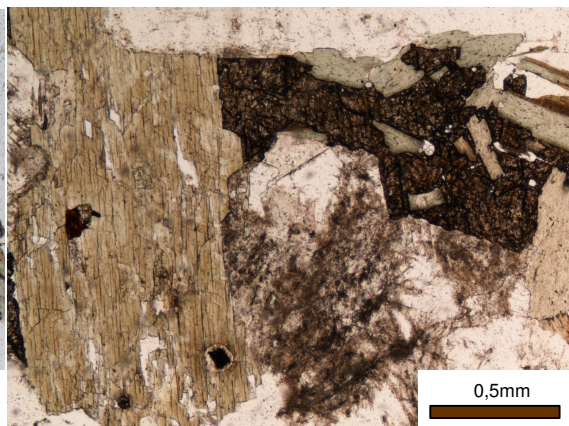
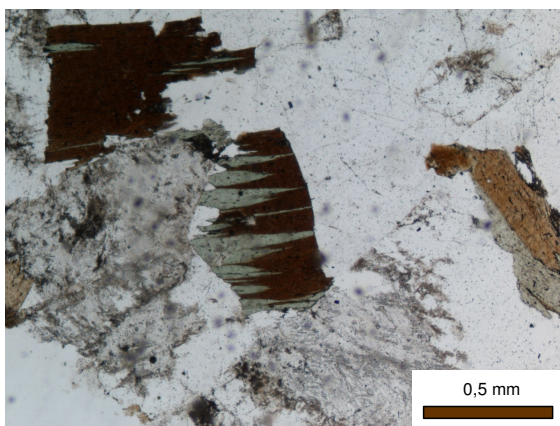




**Fot. 4.19 e 4.20** - Granitóides sin-tectónicos: **(19)** Cristal euédrico de anfíbola (Ossa 17A); **(20)** Cristal de plagioclase fortemente alterado, rodeado por anfíbola (Ossa 17A).



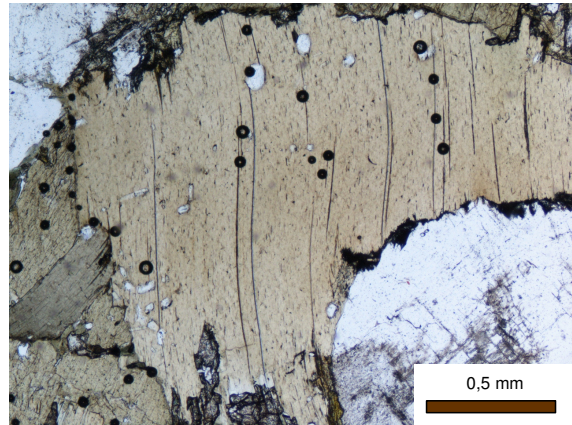
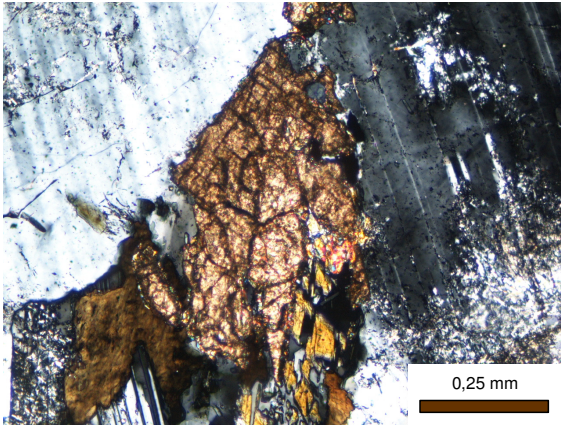
**Fot. 4.21 e 4.22**- Granitóides sin-tectónicos: **(21)** Plagioclase zonada (Ossa 40); **(22)** Cristal de plagioclase com pequenas inclusões de biotite (Ossa 40).



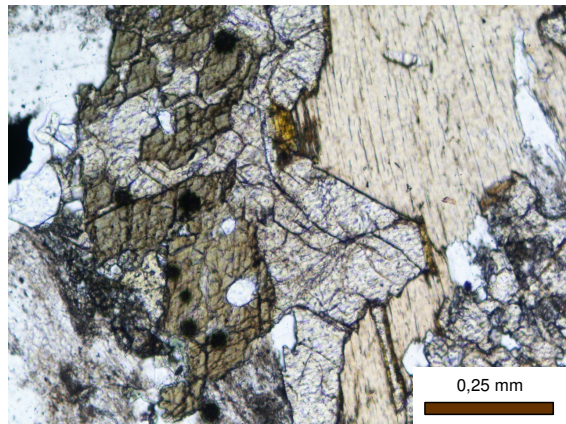
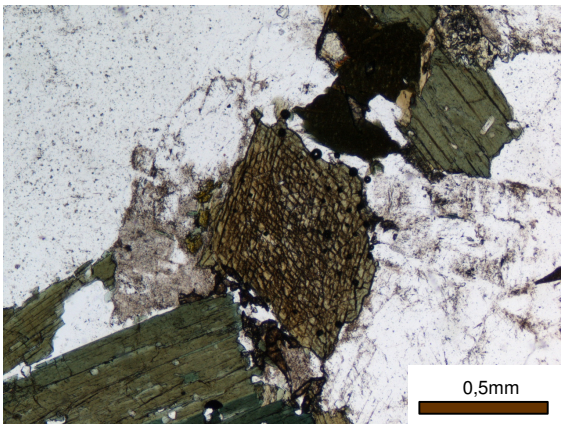
**Fot. 4.23 e 4.24**- Granitóides sin-tectónicos: **(23)** Biotite cloritizada e plagioclase sericitizada (Ossa 40); **(24)** Cristal de anfíbola com inclusões de opacos (à esquerda) e cristal anédrico de esfena de cor acastanhada (parte superior direita) (Ossa 40).



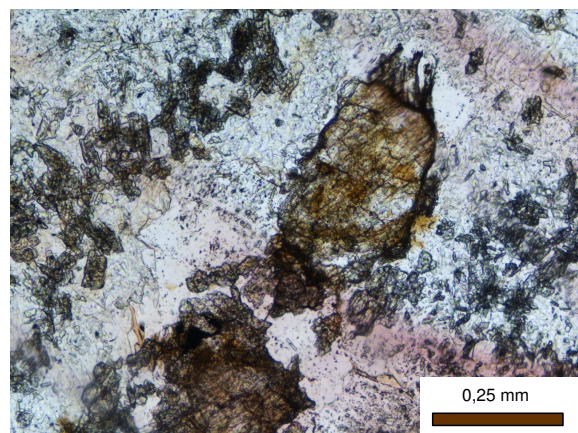
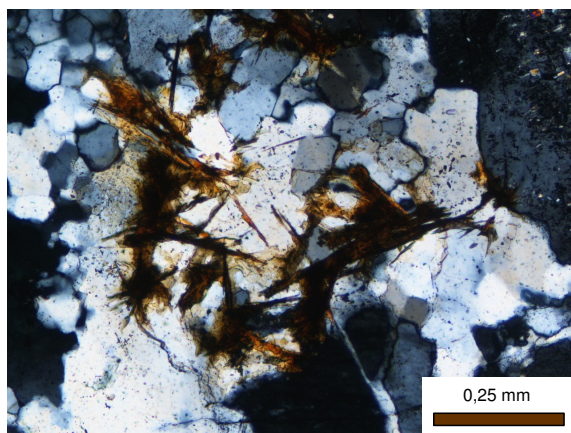




**Fot. 4.25 e 4.26-** Granitóides sin-tectónicos: **(25)** Cristal de esfena em contacto com plagioclase parcialmente sericitizada (Ossa 50A); **(26)** Secção prismática de biotite com planos de clivagem flectidos (Ossa 50A).



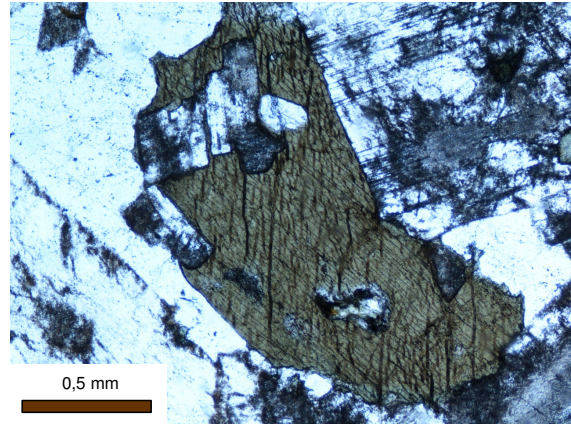
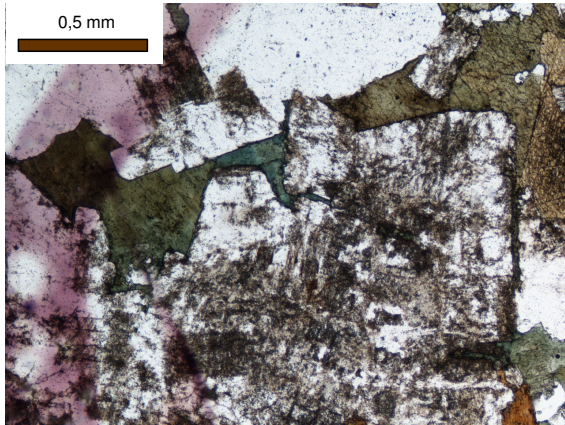
**Fot. 4.27 e 4.28-** Granitóides sin-tectónicos: **(27)** Secção basal de anfíbola (centro) (Ossa 50A); **(28)** Cristais incolores de epídoto (centro) em contacto com biotite (à direita) e com anfíbola (à esquerda) (Ossa 50A).



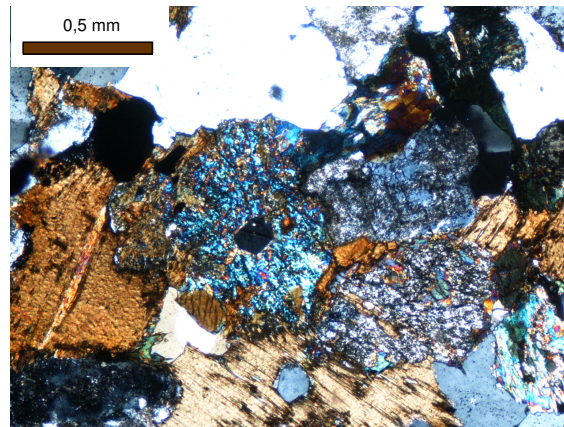
**Fot. 4.29 e 4.30-** Granitóides sin-tectónicos: **(29)** domínio de quartzo granoblástico (Ossa 6C); **(30)** Plagioclase saussuritizada – substituição por cristais de epídoto (Ossa 6C).



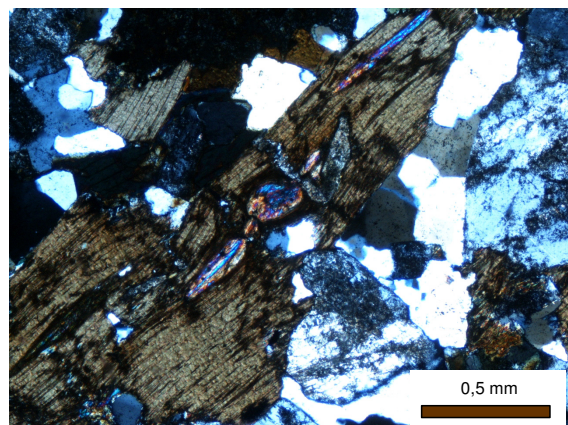
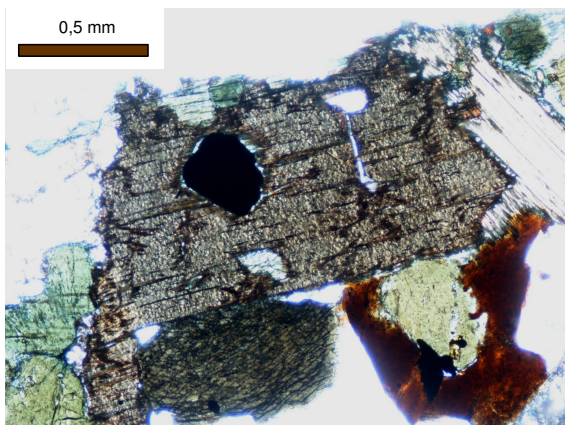




**Fot. 4.31 e 4.32-** Granitóides tardi-pós-tectônicos: **(31)** Plagioclase sericitizada e anfíbola intersticial (Ossa 35); **(32)** Cristal de anfíbola incluindo total ou parcialmente plagioclase (Ossa 35)



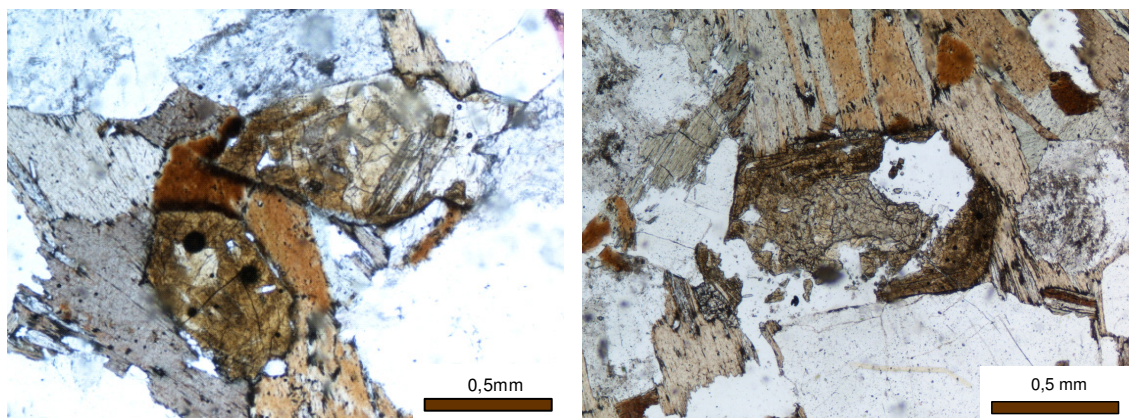
**Fot. 4.33-** Granitóides tardi-pós-tectônicos: **(33)** Clinopiroxena (centro) em contacto com biotite, quartzo e feldspato (Ossa 35).



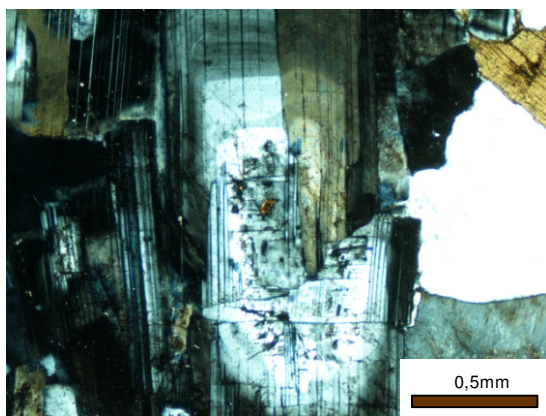
**Fot. 4.34 e 4.35-** Granitóides tardi-pós-tectônicos: **(34)** Cristal de biotite com uma inclusão de opaco (Ossa 35); **(35)** Cristal de biotite com planos de clivagem flectidos (Ossa 35).



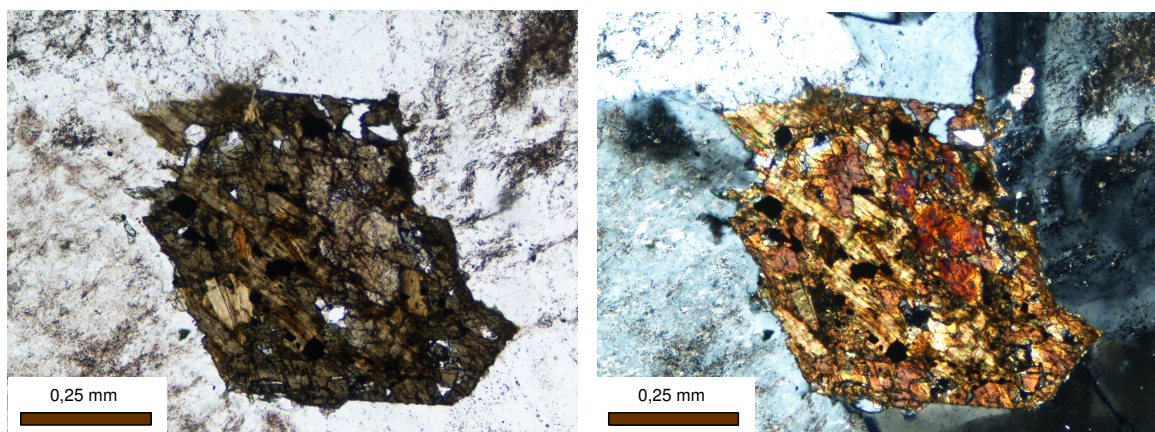




**Fot. 4.36 e 4.37-** Granitóides tardi-pós-tectónicos: **(36)** Cristais euédricos de allanite com zonamento concêntrico, gerando halos pleocróicos na biotite adjacente (Ossa 42B); **(37)** Cristal de allanite fracturado em contacto com biotite (Ossa 42B).



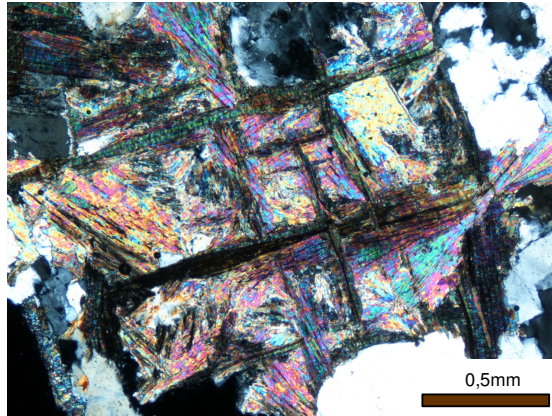
**Fot. 4.38-** Granitóides tardi-pós-tectónicos: **(38)** Plagioclase com zonamento complexo (Ossa 37).



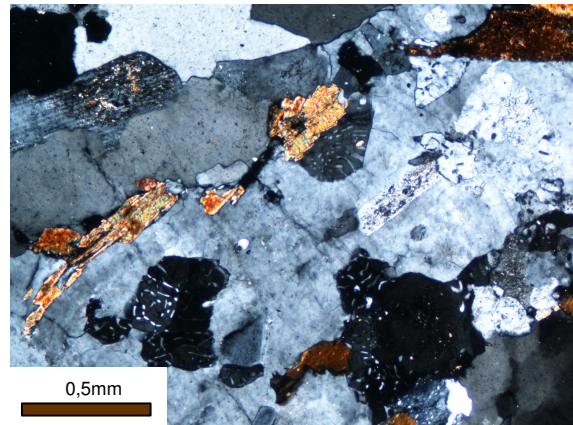
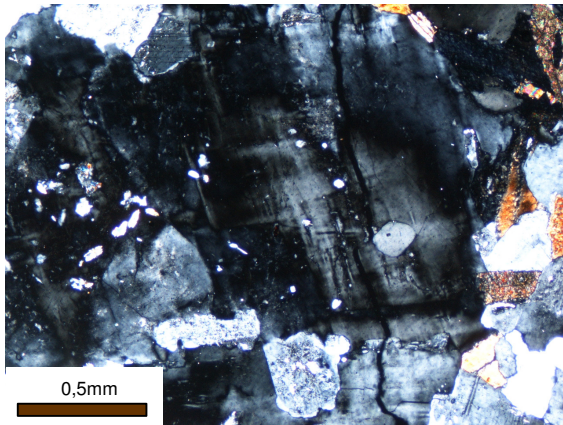
**Fot. 4.39 e 4.40-** Granitóides tardi-pós-tectónicos: **(39)** Cristal euédrico de anfíbola em nicóis paralelos (Ossa 37); **(40)** Cristal euédrico de anfíbola em nicóis cruzados (Ossa 37).



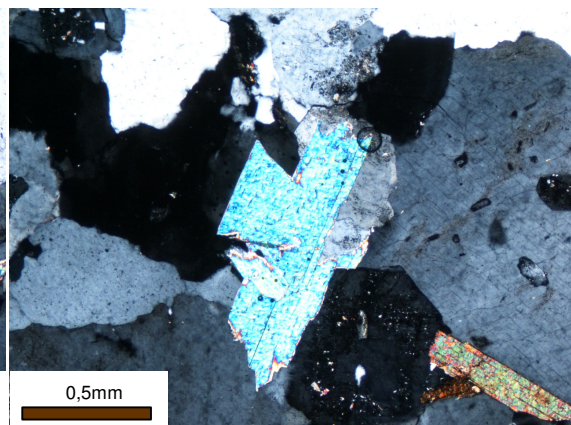
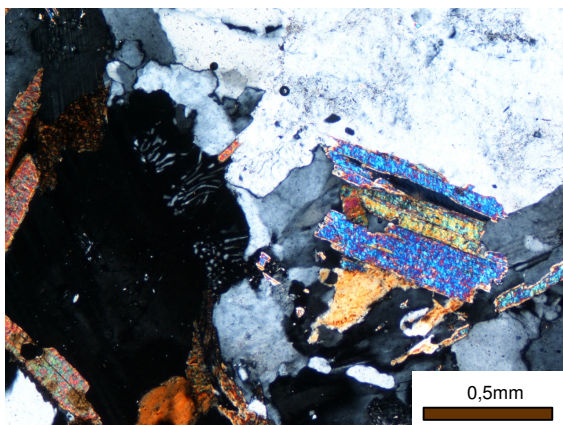




**Fot. 4.41-** Granitóides tardi-pós-tectónicos: **(41)** Agregado de cristais de moscovite pseudomorfizando uma secção de um mineral cuja identificação não foi possível estabelecer (Ossa 39).



**Fot. 4.42 e 4.43-** Granitóides tardi-pós-tectónicos: **(42)** Cristal de microclina (Ossa 49B); **(43)** mirmequites (Ossa 49B).



**Fot. 4.44 e 4.45-** Granitóides tardi-pós-tectónicos: **(44)** Cristais de biotite em contacto com moscovite (Ossa 49B); **(45)** Cristal subédrico de moscovite (Ossa 49B).



## **CAPÍTULO V**

### **GEOQUÍMICA**

Este capítulo centrar-se-á na caracterização geoquímica macro e oligoelementar dos granitóides do sector português da Zona de Ossa Morena. Para tal, analisaram-se amostras representativas dos diferentes tipos de granitóides representados nos três principais complexos ígneos da ZOM (maciços do Nordeste Alentejano, Évora e Beja). Estas amostras foram colhidas durante uma campanha de amostragem realizada previamente e repartem-se do seguinte modo: (1) granitóides pré-variscos – 3 amostras; (2) granitóides variscos sin-tectónicos – 8 amostras; (3) granitóides variscos tardi a pós-tectónicos – 12 amostras.

Apresentam-se nas Tabelas All (Anexo II), as análises químicas e as composições normativas das amostras estudadas. As análises foram efectuadas por espectrometria de emissão de plasma ICP (técnica de fusão) para os elementos maiores e por ICP-MS para os elementos vestigiais, nos Activation Laboratories Ltd. (Canadá). Em 10 amostras representativas dos diferentes grupos de granitóides, determinou-se ainda o teor em FeO por titulação. O procedimento usado está descrito no Anexo I.

#### **5.1 GRANITÓIDES PRÉ-VARISCOS**

##### **5.1.1 CLASSIFICAÇÃO**

As três amostras de granitóides pré-variscos provêm de duas unidades distintas: (a) os ortognaisses de Alcáçovas (amostra 43B), que ocorrem junto ao limite sudoeste da ZOM e (b) os ortognaisses de Portalegre (amostras Ossa 4D e Ossa 5C), localizados no bordo setentrional da ZOM.

Em termos geoquímicos, estas amostras apresentam teores em SiO<sub>2</sub> variando entre 72,98 e 76,46% o que permite inclui-las no grupo das rochas ácidas, sobressaturadas em sílica. Não se tendo procedido à determinação das suas composições modais, optou-se por usar o diagrama R1-R2 de La Roche *et al.* (1980) como base de classificação (Fig. 5.1).

Os parâmetros R1 e R2 obtêm-se por aplicação das seguintes equações:

$$R1 = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)$$

$$R2 = Al + 2Mg + 6Ca$$

em que os elementos maiores estão expressos em proporções milicatiónicas.

Embora o significado destes parâmetros não seja imediato, verifica-se que R1 reflecte o grau de saturação em sílica enquanto a conjugação de R1 e R2 é fortemente condicionada pelas mudanças de composição dos feldspatos e pelo conteúdo em minerais máficos. Por estas razões, o diagrama R1-R2 é frequentemente utilizado na classificação de rochas ígneas plutónicas em substituição do duplo diagrama triangular QAPF, recomendado pela Subcomissão para a Sistemática das Rochas Ígneas da União Internacional de Geociências (IUGS).

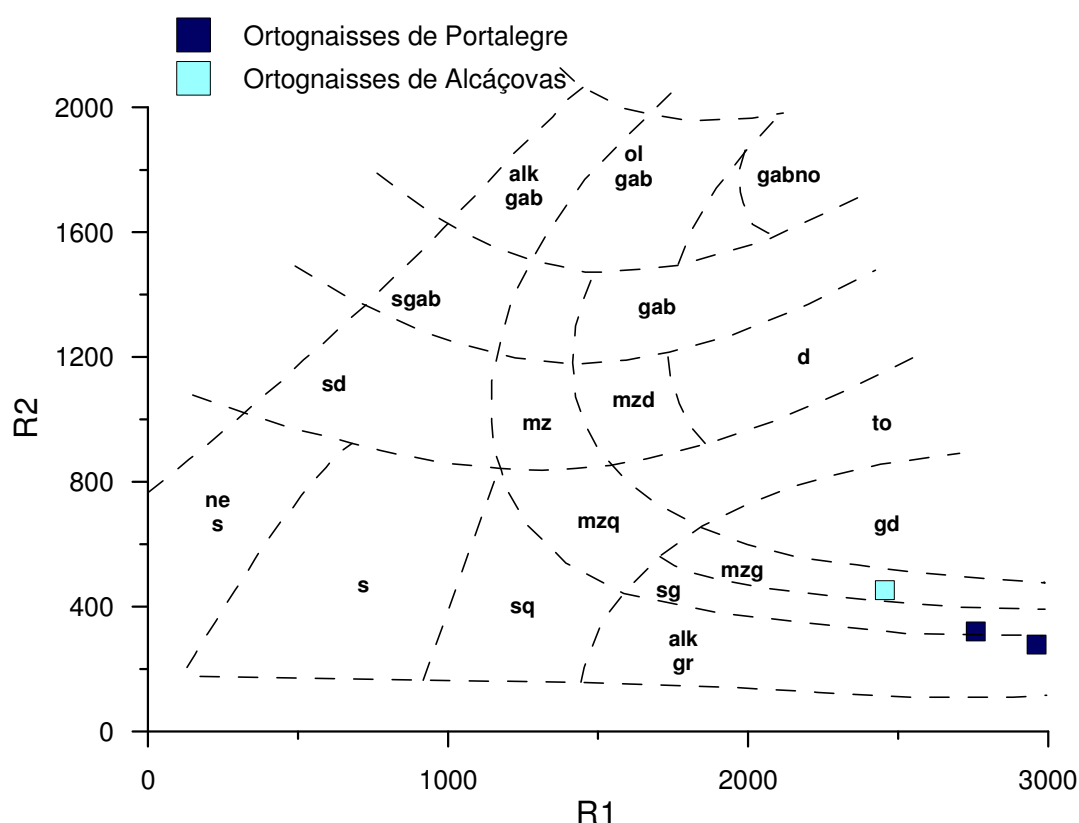


Figura 5.1: Classificação dos granitóides pré-variscos usando os parâmetros R1 e R2 de La Roche *et al.* (1980). ne s – sienitos nefelínicos; s – sienitos; sq – sienitos quartzicos; sd – sienodioritos; sgab – sienogabros; alk gab – gabros alcalinos; ol gab – gabros olivínicos; gabno – gabronoritos; gab – gabros; d – dioritos; mzd – monzodioritos; mz – monzonitos; to – tonalitos; gd – granodioritos; mzq – monzonitos quartzicos; mzg – monzogranitos; sg – sienogranitos; alk gr – granitos com feldspato alcalino

No diagrama R1-R2, as amostras de granitóides pré-variscos projectam-se no campo dos monzogranitos (Ossa 43B) e junto ao limite entre os sienogranitos e os granitos com feldspato alcalino (Ossa 4D e 5C). Esta classificação é consistente com o estudo petrográfico descrito no capítulo anterior e será adoptada ao longo da presente dissertação.

### 5.1.2 GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS MAIORES - CARACTERIZAÇÃO GERAL

Dado o reduzido número de amostras analisadas, só é possível fazer a caracterização geoquímica dos granitóides pré-variscos de Portalegre e Alcáçovas em traços muito gerais.

Os ortognaisses estudados apresentam razões moleculares A/CNK de 1.07 (Ossa 43B), 1.12 (Ossa 4D) e 1.29 (Ossa 5C), denotando um carácter fortemente peraluminoso no caso das amostras de Portalegre e fracamente peraluminoso no da amostra de Alcáçovas (Fig. 5.2). Estes tipos de assinaturas geoquímicas sugerem uma fonte metassedimentar para os granitóides de Portalegre (tipo-S) e uma filiação tipo-I para os de Alcáçovas (Fig. 5.2). Embora a presença de moscovite modal e corindo normativo (> 1%) não exclua uma possível origem anatética para as amostras de Portalegre, os elevados teores de SiO<sub>2</sub> observados nestas rochas indicam uma derivação a partir de líquidos extremamente diferenciados, que tanto podem corresponder a fundidos de protólitos metassedimentares como resultar de evolução de magmas com outra proveniência (tipo-I ou tipo-A). De facto, os termos mais evoluídos de séries graníticas tendem a mostrar semelhanças químicas e mineralógicas tão fortes que se torna difícil discriminar potenciais fontes e identificar os principais processos envolvidos na sua petrogénese. No entanto, a filiação de tipo-I para os granitóides de Alcáçovas parece ser suportada pela ocorrência de anfíbola primária (horneblenda) na fácies estudada (Capítulo 3).

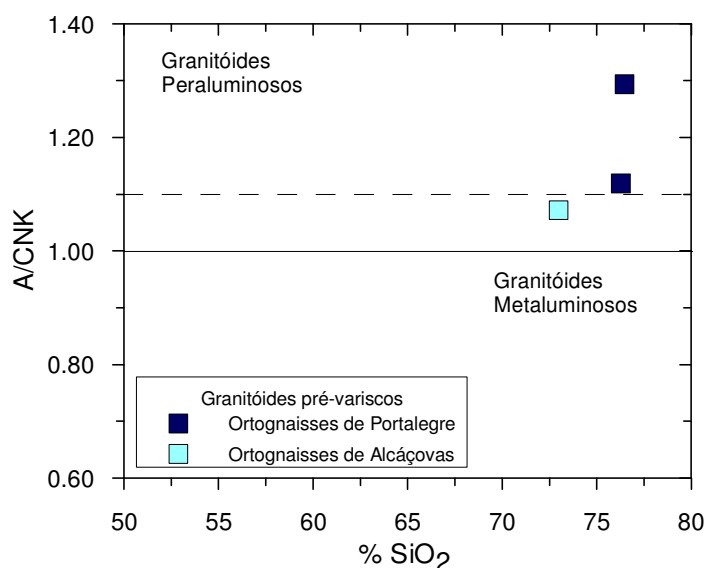


Figura 5.2: Diagrama de variação A/CNK vs. SiO<sub>2</sub> para as amostras de granitóides pré-variscos e comparação com o mesmo diagrama retirado de Clarke (1992)

No diagrama de minerais característicos, proposto por Debon & Le Fort (1983), as três amostras dos granitóides pré-variscos apresentam valores de A positivos o que confirma a sua natureza peraluminosa (Fig. 5.3). As amostras Ossa 4D e 5C (Portalegre) projectam-se no sector I, enquanto a amostra Ossa 43B (Alcáçovas) se localiza próximo da fronteira entre os domínios II e III (Fig. 5.3). As composições mineralógicas inferidas a partir do diagrama estão de acordo com as características petrográficas destas rochas, visto que as amostras de Portalegre se diferenciam da de Alcáçovas por conterem moscovite como fase acessória importante.

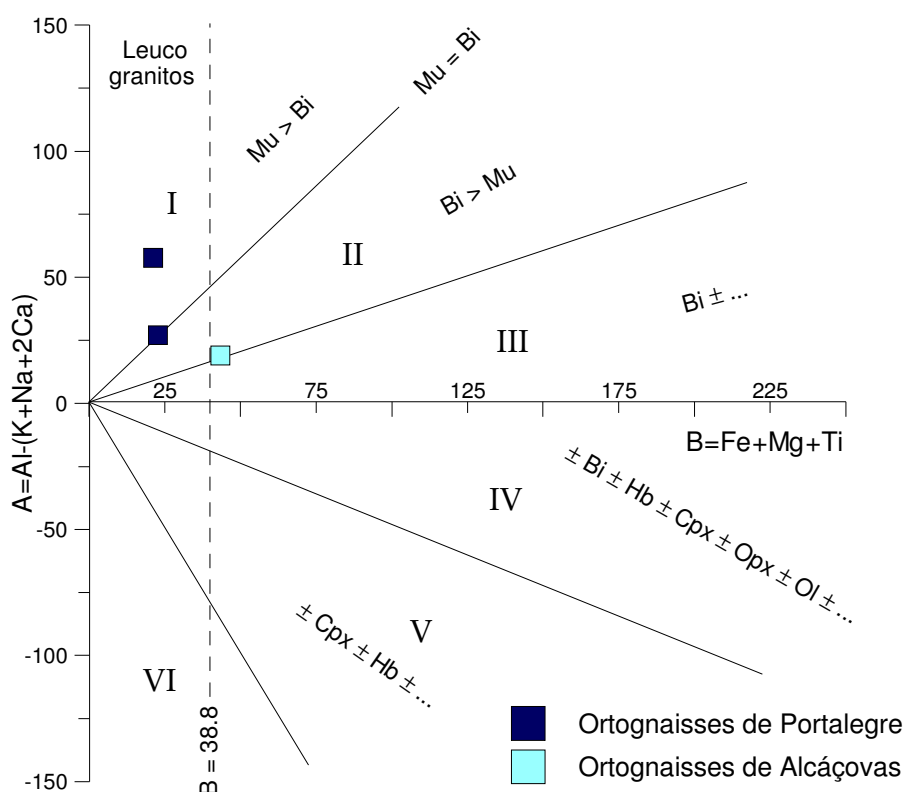


Figura 5.3- Diagrama A-B de minerais característicos de Debon & Le Fort (1983) para os granitóides pré-variscos. A =  $Al-(K+Na+2Ca)$  e B =  $Fe+Mg+Ti$ , expressos em proporções milicatiónicas.

Debon & Le Fort (1983) distinguem três grandes grupos de associações magmáticas com base no tipo de tendências lineares que definem no diagrama A-B: (a) aluminosas; (b) alumino-cafémicas e (c) cafémicas. Contudo, os termos mais diferenciados de todas estas sequências tendem a convergir para o sector dos leucogranitos, o que faz com que não seja possível atribuir filiações quando se dispõe de um número muito reduzido de amostras.



Deste modo, as amostras Ossa 4D e 5C não podem ser classificadas inequivocamente como granitóides de anatexia crustal apesar de se localizarem no sector dos leucogranitos. Por outro lado, a posição da amostra 43B é mais compatível com a sua integração numa sequência alumino-cafémica (tipo-I), embora não se possam descartar outras hipóteses.

À semelhança do que se verifica no caso anterior, o diagrama AFM também não permite discriminar as séries a que pertencerão as amostras estudadas (Fig. 5.4). Mesmo admitindo que os granitóides pré-variscos derivam de magmas parentais básicos, o seu carácter muito evoluído leva-os a projectarem-se junto ao vértice A do diagrama ternário, impossibilitando a determinação da sua linhagem magmática. Note-se que a utilização deste diagrama não seria apropriada para as amostras de Portalegre se se tivesse concluído que elas tinham sido geradas a partir de fundidos crustais, pois estes líquidos não correspondem a diferenciados de magmas básicos, não podendo, por isso, ser relacionados com nenhuma das séries indicadas na figura 5.4.b.

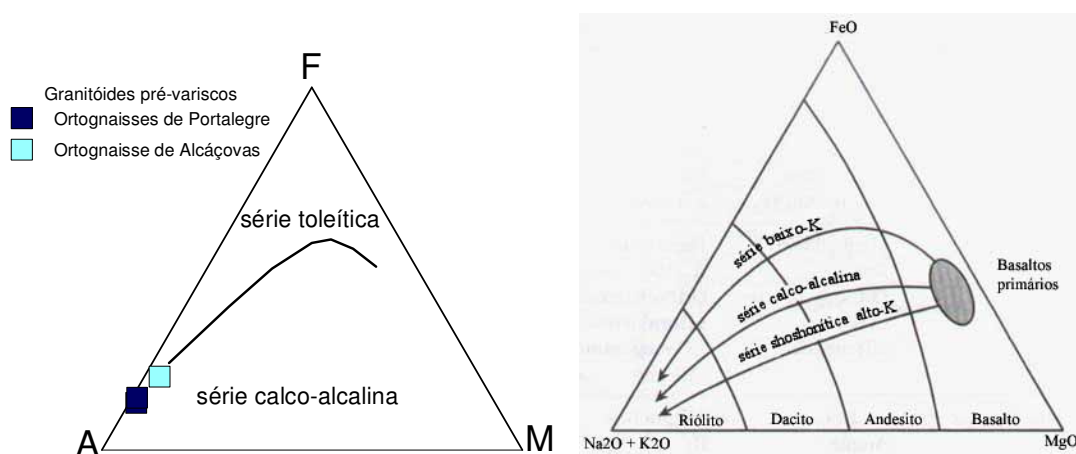


Figura 5.4: Diagrama AFM (A =  $K_2O+Na_2O$ ; F =  $FeO+Fe_2O_3$ ; M =  $MgO$ , expressos em % peso): (a) granitóides pré-variscos; (b) diagrama AFM (Blatt & Tracy, 1997).

A projecção das amostras de Portalegre e Alcáçovas nos diagramas MALI vs.  $SiO_2$  e  $FeO_T/(FeO_T+MgO)$  vs.  $SiO_2$ , propostos por Frost *et al.* (2001), permite inclui-las no grupo dos granitóides calco-alcalinos, ricos em potássio e de natureza ferrosa, não acrescentando informação relevante àquela que foi discutida anteriormente (Fig. 5.5). O termo calco-alcalino usado por estes autores não deve ser entendido como identificando as séries calco-alcalinas, no seu sentido tradicional.



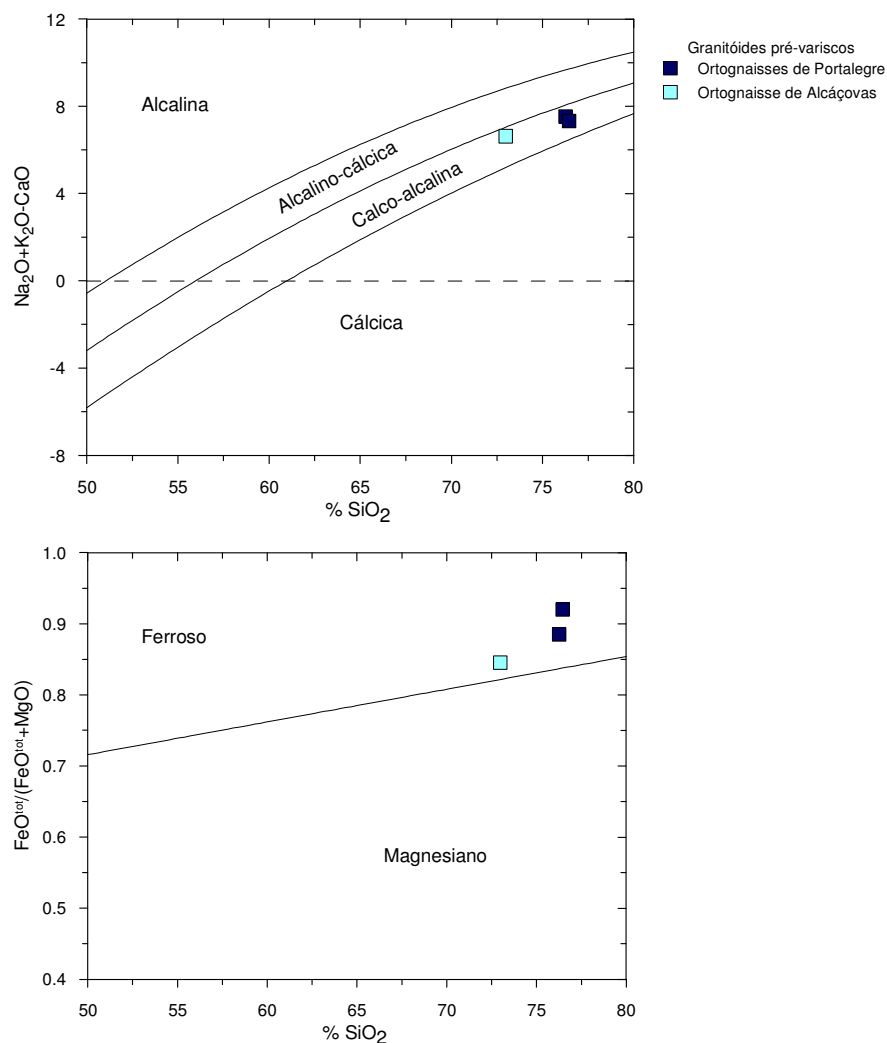


Figura 5.5: Representação das amostras de granitóides pré-variscos nos diagramas de Frost *et al.* (2001): (a) MALI vs.  $\text{SiO}_2$  e (b)  $\text{FeO}_{\text{T}}/(\text{FeO}_{\text{T}}+\text{MgO})$  vs  $\text{SiO}_2$ .

### 5.1.2 GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS VESTIGIAIS

Os elementos vestigiais estão presentes nas rochas em concentrações inferiores a 0,1%. O seu estudo tem tido uma importância vital na petrologia moderna permitindo uma maior discriminação entre processos petrológicos. Estes elementos não formam, em geral, minerais próprios, ocorrendo sobretudo a substituir os elementos maiores na estrutura dos principais minerais constituintes das rochas.

Os elementos vestigiais são habitualmente divididos em duas grandes categorias consoante o seu comportamento durante os processos de fusão / cristalização: (1) os elementos **compatíveis**, que tendem a ser incorporados nas fases sólidas (minerais) e (2) os elementos **incompatíveis**, com maior afinidade para o fundido silicatado (“*melt*”).

A distribuição dos oligoelementos entre as fases minerais e o fundido silicatado pode ser descrita pelo coeficiente de distribuição ou coeficiente de partilha de Nerst ( $K_d$ ):

$$K_d = \frac{C_{\text{mineral elemento}}}{C_{\text{melt elemento}}}$$

onde C é a concentração do elemento em ppm ou em % ponderal. Este coeficiente depende da temperatura, pressão e composição do magma.

Um  $K_d$  de 1 indica que o elemento está igualmente distribuído entre o mineral e o líquido, um valor superior a 1 indica que o elemento traço é compatível, mostrando preferência pela fase sólida, enquanto os valores inferiores a 1 caracterizam os elementos incompatíveis, com forte afinidade para a fase líquida.

O grau de compatibilidade de um determinado elemento é função da carga e do raio iónico. Assim, os elementos com raio iónico pequeno e carga relativamente reduzida apresentam fortes semelhanças com o Fe e o Mg e tendem a mostrar comportamento compatível, como sucede com os metais de transição (Cr, V, Sc, Ni, Co). Os elementos incompatíveis têm dimensões e/ou cargas iónicas significativamente diferentes das dos elementos maiores e são geralmente divididos em dois grupos, com base na sua força de campo (razão entre a carga e o raio iónicos) (Rollinson, 1993):

1. elementos de baixa força do campo (LFSE), também conhecidos como elementos litófilos de grande raio iónico (LILE) de que são exemplo o Ba, o Rb, o Sr, o Cs, o Th e o U.
2. elementos de grande força de campo (HFSE) como o Zr, o Hf, o Nb, o Ta, o Y e as terras raras.

Os lantanídeos (ou terras raras - TR) são geralmente incluídos no grupo dos HFSE embora os de menor número atómico (terras raras leves – TRL) tenham alguma afinidade com os LILE.

A maioria dos LILE (Cs, Rb, K, Ba, Sr) apresenta um elevado grau de mobilidade, o que pode mascarar a assinatura original das rochas sempre que estas tenham sido afectadas por processos de alteração pós-magmáticos. Em contrapartida, os HFSE (TR, P, Y, Hf, Zr, Ti, Nb, Ta) têm uma mobilidade muito menor, pelo que os padrões destes elementos dão geralmente indicações mais fiáveis sobre o quimismo da fonte e os processos de fusão/cristalização. Alguns elementos incompatíveis podem adquirir um carácter compatível em sistemas magmáticos com composições intermédias a ácidas.

Tendo em conta o pequeno número de amostras de granitóides pré-variscos, não é possível usar os elementos vestigiais, em particular os elementos compatíveis, na

identificação dos processos de diferenciação magmática. Contudo, o estudo do comportamento de um espectro amplo de elementos incompatíveis, assim como a sua comparação com composições de referência, poderá fornecer algumas indicações sobre a petrogénese destas rochas.

#### 5.1.2.1 DIAGRAMAS MULTIELEMENTARES NORMALIZADOS

Os diagramas multielementares normalizados permitem analisar, de uma forma condensada, o comportamento de elementos vestigiais com diferentes graus de incompatibilidade. Para o efeito, calculam-se as razões entre os teores desses elementos nas rochas analisadas e num reservatório-tipo (e.g. manto primordial, crosta, condrito) e projectam-se em diagramas como o da figura 5.6. Nestes diagramas, os elementos estão representados no eixo das abcissas, por ordem decrescente de incompatibilidade.

Na figura 5.6.a apresentam-se os diagramas multielementares normalizados em relação à composição do manto primordial para os ortognaisses de Portalegre. O facto das amostras Ossa 4-D e Ossa 5-C apresentarem perfis grosseiramente subparalelos sugere que estas rochas sejam cogenéticas. Por outro lado, a presença de anomalias negativas pronunciadas em Ba, Sr e Ti aponta para tenham ocorrido processos de cristalização fraccionada de fases minerais que incorporam estes elementos (plagioclase, biotite e óxidos) durante a evolução da sequência (Tabela 5.1).

Tabela 5.1 – Coeficientes de partilha para o Ti, o Sr, o Ba e o Rb em líquidos dacítico-riolíticos\*

	Magnetite	Plagioclase	Hornblenda	Biotite	Feldspato alcalino
Ti	12.5	0.05	7		
Sr		2.84 - 15.63	0.022	0.12 - 0.45	3.76 - 5.40
Ba		0.31 - 1.52	0.044	5.37 - 23.5	4.30 - 11.5
Rb		0.041 - 0.105	0.014	2.24 - 4.2	0.34 - 1.75

\*Arth (1976); Mahood & Hildreth (1983); Nash & Crecraft (1985)

Dado o carácter extremamente diferenciado destas litologias ( $\text{SiO}_2 > 76\%$ ;  $\text{TiO}_2 < 0.13$ ;  $\text{Sr} < 27 \text{ ppm}$ ;  $\text{Rb}_N/\text{Ba}_N = 7\text{-}126$ ), é provável que os HFSE e, em menor escala, os LILE se tenham comportado como elementos compatíveis, empobrecendo progressivamente nos líquidos mais evoluídos devido à cristalização de fases acessórias com coeficientes de partilha superiores a 1 para estes elementos (e.g. monazite, apatite e zircão). Os teores sistematicamente mais baixos de LILE e HFSE na amostra Ossa 5-C apoiam a hipótese dela representar um estágio de evolução mais avançado.

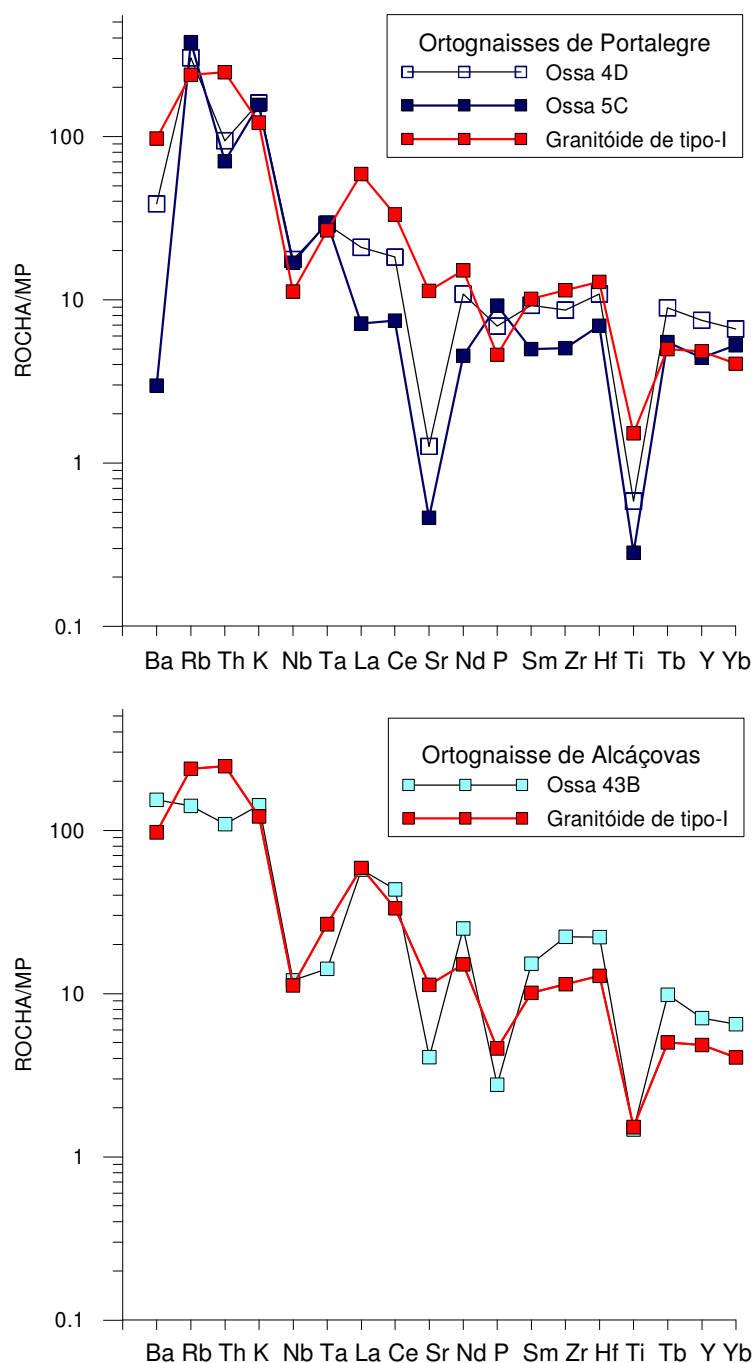


Figura 5.6: Diagramas multielementares para amostras representativas dos granitóides pré-variscos, normalizadas para valores do manto primitivo (Sun & McDonough, 1989): (a) ortognaisses de Portalegre; (b) ortognaisse de Alcáçovas. Projectaram-se também os valores de composição de um granito de tipo I de Altiplano (Chile) (Brown, 1991)

Como foi referido anteriormente, a presença de razões ACN/K superiores a 1.1, moscovite modal e corindo normativo (> 1%) nos ortognaisses de Portalegre sugere uma contribuição crustal na sua petrogénese. No entanto, os perfis oligoelementares

evidenciam uma intervenção extrema de processos de cristalização fraccionada o que impossibilita a identificação da sua linhagem magmática.

O diagrama multielementar do ortognaisse de Alcáçovas (Fig. 5.6.b) é caracterizado por: (a) um enriquecimento dos LILE relativamente aos HFSE ( $Rb_N/Yb_N=21.6$ ); (b) anomalias negativas acentuadas de Nb-Ta ( $Th_N/Nb_N=9$ ;  $La_N/Nb_N=4.7$ ) e (c) anomalias negativas bem definidas de Sr, P e Ti. Esta assinatura é muito semelhante às de granitóides de tipo-I de margem continental activa, confirmando as conclusões obtidas a partir dos dados macroelementares. As razões relativamente elevadas de LILE/HFSE são típicas destes ambientes e estão relacionadas com o quimismo da fonte, nomeadamente com a penetração de fluidos na cunha mantélica e consequente enriquecimento em LILE (McCulloch & Gamble, 1991), enquanto as depressões de Nb-Ta e Ti reflectem a eventual ocorrência de fases que retêm Nb e Ta no resíduo refractário (Morris & Hart, 1983; Saunders *et al.*, 1991). Por outro lado, os empobrecimentos em Sr, P e Ti podem ser atribuídos a processos de cristalização fraccionada envolvendo plagioclase, apatite e óxidos, respectivamente.

#### 5.1.2.2 PADRÕES DE TERRAS RARAS

As amostras do maciço de Portalegre apresentam teores extremamente baixos de terras raras ( $\Sigma TR = 40-90$  ppm), padrões normalizados muito pouco inclinados ( $La_N/Lu_N = 1.5 - 3.7$ ) e uma anomalia negativa de Eu pronunciada ( $Eu/Eu^* < 0.4$ ), enquanto o ortognaisse de Alcáçovas mostra um padrão de terras raras moderadamente fraccionado ( $La_N/Lu_N = 8.8$ ), uma anomalia negativa de Eu menos acentuada ( $Eu/Eu^* = 0.29$ ) e um valor mais elevado do somatório de lantanídeos ( $\Sigma TR = 188$  ppm) (Fig. 5.7).

As baixas concentrações de terras raras assim como a presença de uma anomalia negativa de Eu bem marcada nos ortognaisses de Portalegre confirmam a hipótese destas rochas representarem os estádios mais evoluídos de um processo de diferenciação envolvendo remoção de plagioclase e minerais acessórios como apatite e monazite.

O enriquecimento em TRL na amostra Ossa 43B é compatível com uma origem de tipo-I para os granitóides de Alcáçovas. Com efeito, as TRL tendem a mostrar um comportamento semelhante aos LILE, pois também podem ser mobilizadas pelos fluidos que causam o enriquecimento das fontes a partir dos quais se geram os magmas parentais das sequências calco-alcalinas. A anomalia negativa de Eu deverá reflectir a ocorrência de mecanismos de cristalização fraccionada de plagioclase durante a evolução magmática.

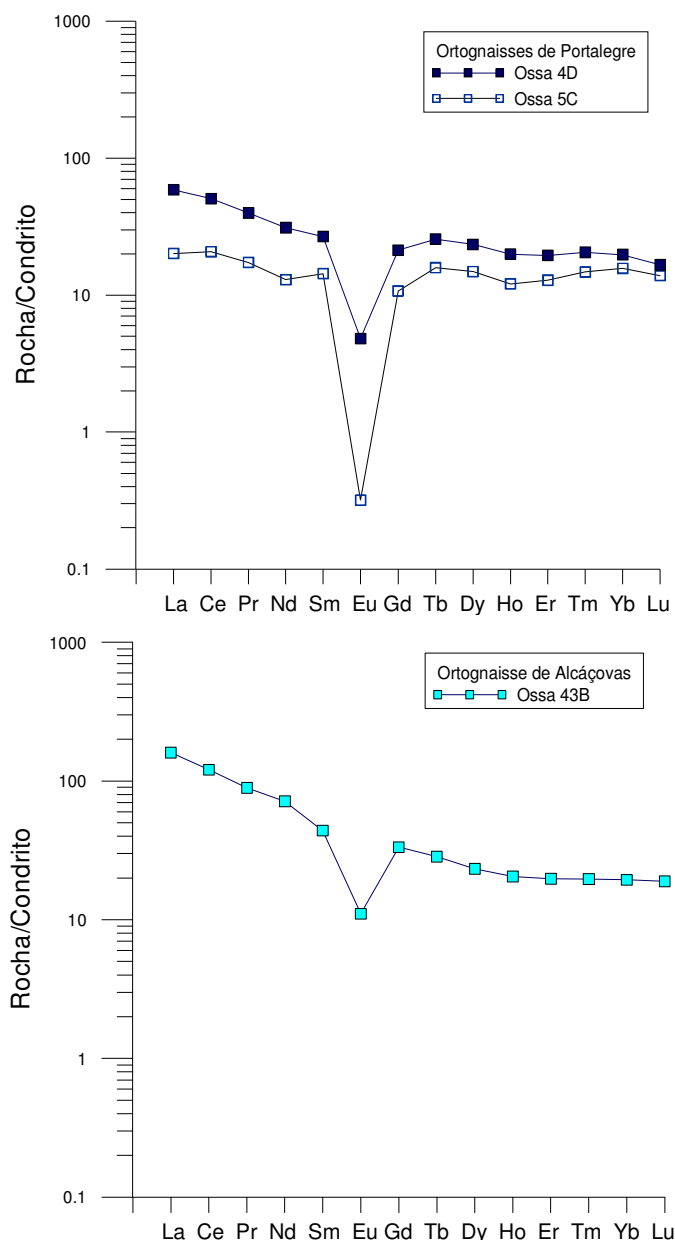


Figura 5.7- Padrões de terras raras para amostras representativas dos granitóides pré-variscos, normalizadas para a composição condritica (Evensen *et al.*, 1978).

#### 5.1.2.3 DIAGRAMAS DE DISCRIMINAÇÃO TECTÓNICA DE PEARCE *ET AL.* (1984)

Nos diagramas de discriminação tectónica de Pearce *et al.* (1984), verifica-se que as amostras de granitóides pré-variscos de ambos os maciços se projectam no domínio VAG (Volcanic Arc Granites), embora a do Maciço de Alcáçovas se encontre mais claramente neste campo do que as do Maciço de Portalegre. A localização das amostras de Portalegre, junto à intersecção dos campos VAG, SYN-COLG e WPG não permite definir o ambiente geotectónico em que se formaram, mantendo em aberto a questão da

filiação destes granitóides. No caso dos ortognaisses de Alcáçovas, a indicação fornecida está de acordo com as conclusões retiradas nas secções precedentes.

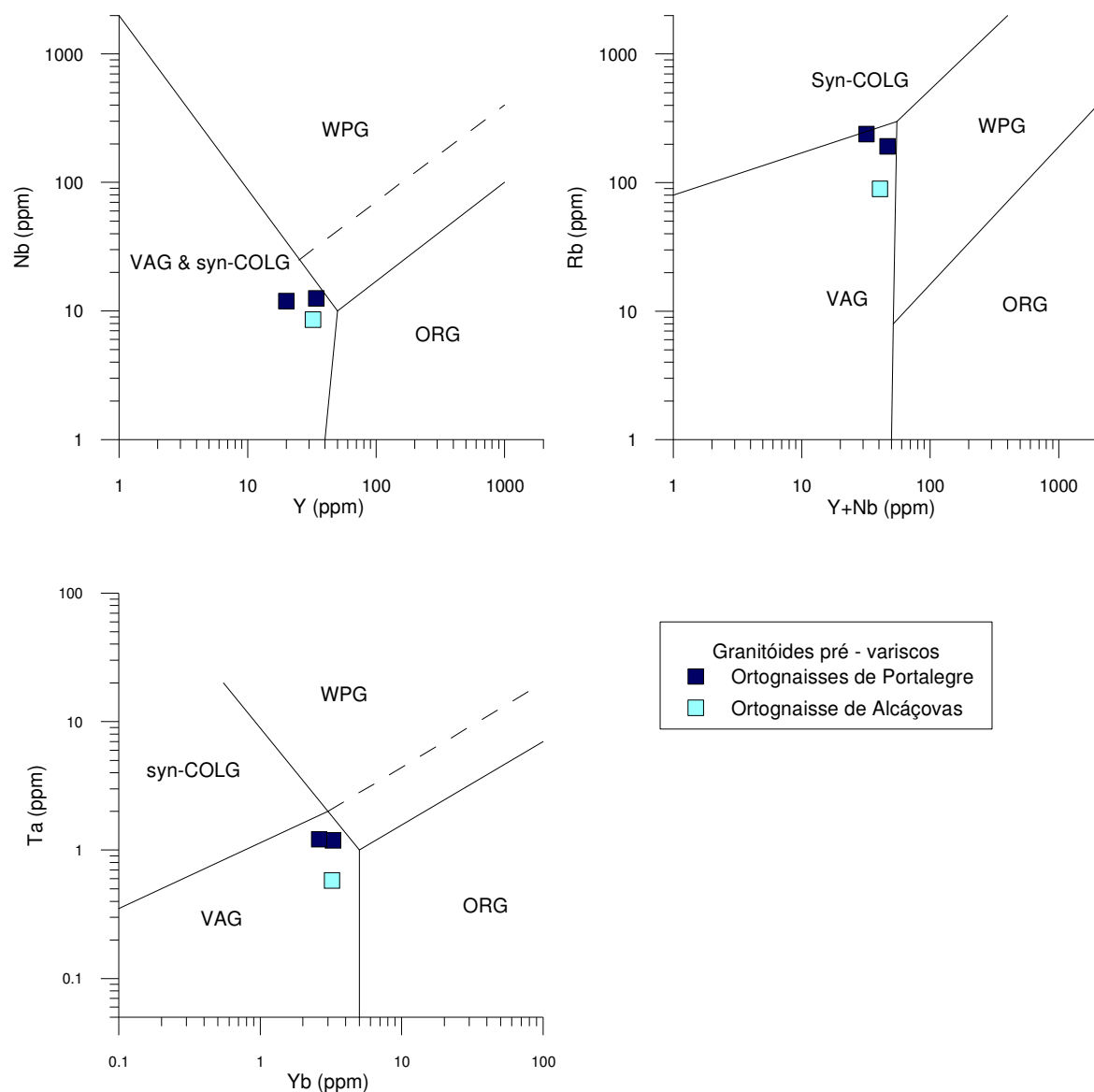


Figura 5.8: Diagramas de Pearce *et al.* (1984) para amostras representativas dos granitóides pré-variscos. VAG – granitóides de arco vulcânico; WPG – granitóides intra-placa; ORG – granitóides de crista média oceânica; syn-COLG – granitóides sin-colisionais.

## 5.2 GRANITÓIDES VARISCOS SIN-TECTÓNICOS

Os granitóides variscos sin-tectónicos da ZOM foram agrupados em três grandes unidades na Carta Geológica de Portugal, escala 1:500000 (1992): Maciço do Nordeste Alentejano, Maciço de Évora e Maciço de Beja. Estes granitóides ocorrem em corpos de forma alongada, com uma orientação preferencial NW-SE e apresentam, em geral,

estruturas complexas com zonamento inverso, definido pela presença de núcleos com composição gabro-diorítica envolvidos por zonas marginais mais ácidas (Castro *et al.*, 2002). As amostras estudadas foram colhidas apenas em alguns plutonitos dos maciços do NE Alentejano (Ossa 6C, 17A, 20) e de Évora (Ossa 26, 29, 34, 40, 46, 50A) mas abrangem um espectro largo de composições.

### 5.2.1 CLASSIFICAÇÃO E CARACTERÍSTICAS GEOQUÍMICAS GERAIS

Com base no diagrama R1-R2 de La Roche *et al.* (1980), os granitóides sincinemáticos classificam-se como gabros olivínicos (Ossa 20), gabronoritos (Ossa 26) dioritos (Ossa 34), tonalitos (Ossa 40, 50A), granodioritos (Ossa 29, 46) e monzogranitos (Ossa 6C). A amostra 17A projecta-se fora dos campos definidos neste diagrama, devido ao elevado valor de R2. Contudo, os elevados teores de MgO e CaO e a baixa concentração de SiO<sub>2</sub> nesta amostra revelam uma natureza gabróica.

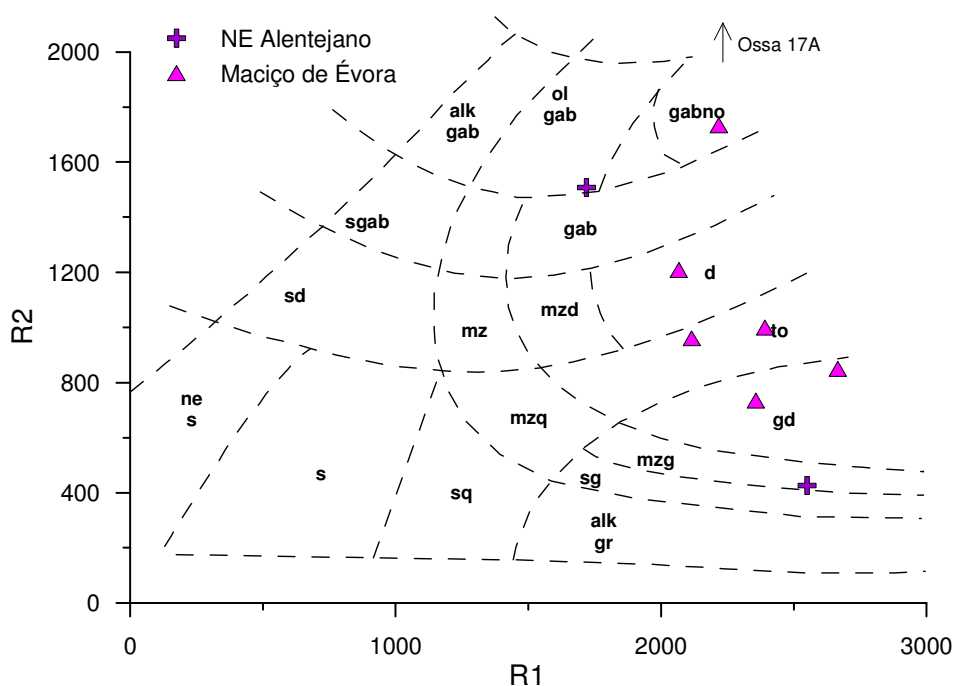


Figura 5.9: Classificação dos granitóides sin-tectónicos usando os parâmetros R1 e R2 de La Roche *et al.* (1980), calculados a partir de proporções milicatiónicas.

A presença de grandes volumes de rochas com composições predominantemente tonalíticas e granodioríticas, acompanhadas por proporções significativas de gabros, dioritos e granitos é típica de cinturas orogénicas associadas a processos de subducção de litosfera oceânica sob margem continental (Best & Christiansen, 2001). Esta



representação dos diferentes tipos de litologias ígneas está bem patente na cartografia à escala 1:500000 da ZOM.

No diagrama A/CNK vs.  $\text{SiO}_2$  (Fig. 5.10), a maior parte das amostras estudadas tem carácter metaluminoso ( $0.52 < \text{A/CNK} < 1.09$ ), com excepção da amostra Ossa 46 que revela uma tendência fracamente peraluminosa ( $\text{A/CNK} = 1.13$ ). Estas características são compatíveis com uma filiação de tipo-I e/ou de tipo-M. O défice de alumina em magmas desta natureza manifesta-se pela ocorrência de minerais como a hornblenda e a biotite e pela ausência sistemática de moscovite, o que é confirmado pela petrografia e também pela projecção no diagrama de minerais característicos A-B (Fig. 5.11).

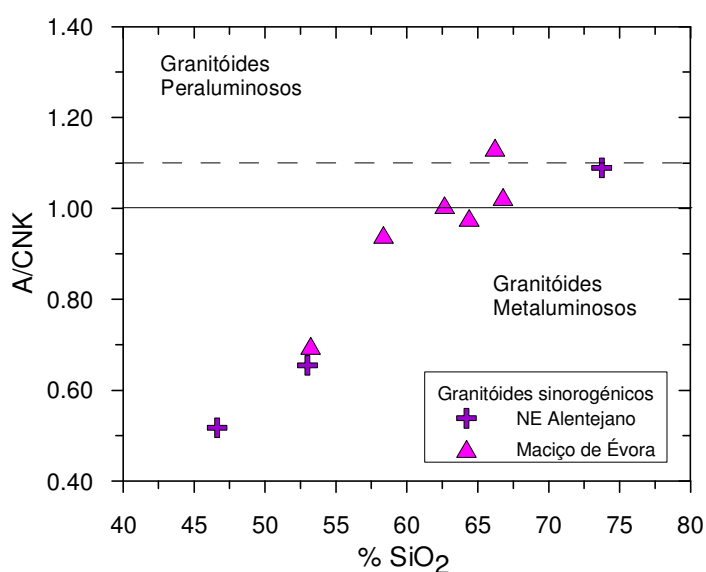


Figura 5.10: Diagrama de variação A/CNK vs.  $\text{SiO}_2$  para as amostras de granitóides sin-tectónicos.

Segundo o esquema de classificação proposto por Debon & Le Fort (1983), os granitóides sin-tectónicos da ZOM parecem definir uma associação magmática cafémica ou alumino-cafémica, com a maioria das amostras a projectarem-se nos campos III e IV do diagrama A-B (Fig. 5.11).

Embora as amostras analisadas provenham de distintos plutões distribuídos por uma área relativamente vasta, o que leva a excluir uma derivação a partir do mesmo magma parental, a coerência das tendências observadas nos diagramas de classificação química sugere uma afinidade muito forte entre estes granitóides permitindo incluí-los numa única série magmática. Os dados apresentados apontam para que a série tenha resultado da evolução de magmas de origem mantélica e da sua interacção, em graus variáveis, com material síalico.

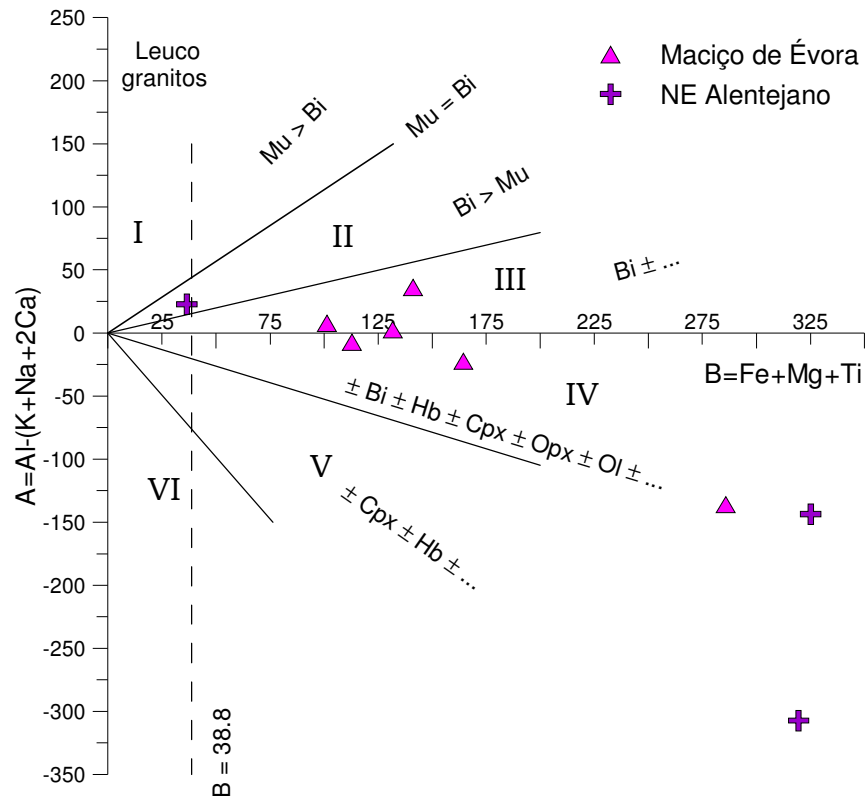


Figura 5.11: Diagrama A-B de minerais característicos de Debon & Le Fort (1983) para os granitóides sin-tectónicos.

A disposição das amostras no diagrama AFM (Fig. 5.12) segue o alinhamento das séries calco-alcalinas, típicas de ambientes de margem continental activa, reforçando as conclusões retiradas anteriormente.

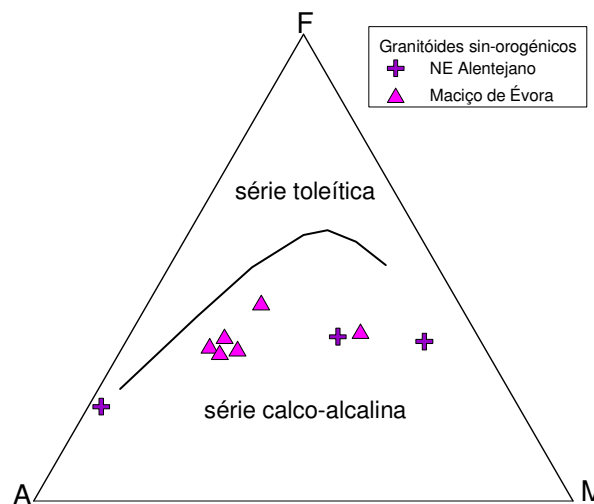


Figura 5.12: Diagrama AFM ( $A=K_2O+Na_2O$ ;  $F=FeO+Fe_2O_3$ ;  $M=MgO$ ) para os granitóides sin-tectónicos.

Ao projectar-se os teores em  $K_2O$  dos granitóides sin-tectónicos contra os valores de  $SiO_2$  (Fig. 5.13), verifica-se que a maioria dos pontos definem uma tendência linear na transição entre as séries calco-alcálinas intermédias em K e as ricas em K. A amostra Ossa 20 cai no domínio shoshonítico, revelando uma contribuição crustal significativa num magma mantélico. Esta amostra foi colhida no maciço de Vale de Maceira (NE Alentejano) cuja assinatura shoshonítica foi identificada por Costa *et al.* (1990). O referido maciço localiza-se no sector da ZOM mais afastado da provável sutura varisca, o que é concordante com uma participação significativa de material siálico na sua petrogénese.

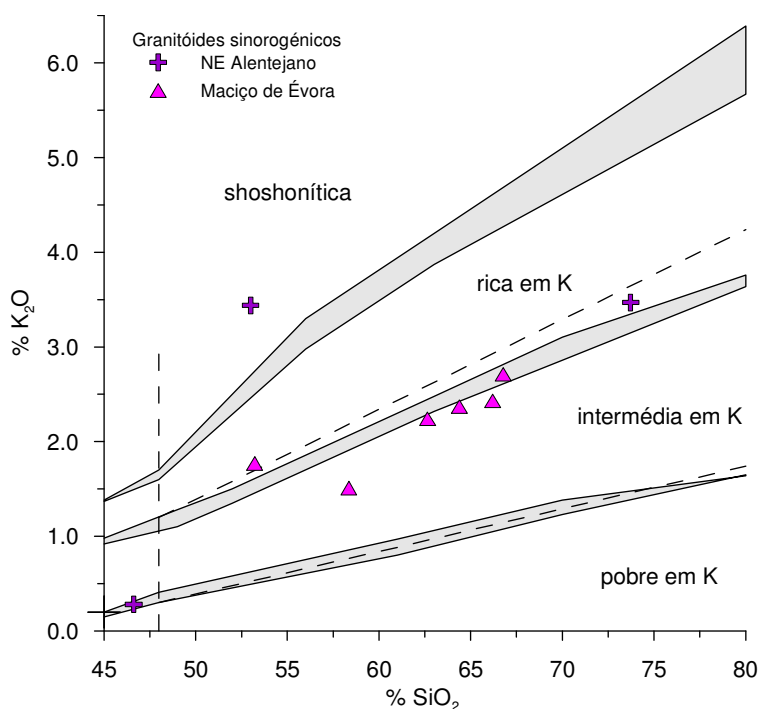


Figura 5.13: Representação das amostras de granitóides sin-tectónicos no diagrama  $K_2O$  vs.  $SiO_2$  (Le Maitre *et al.*, 1989; Rickwood, 1989).

Nos diagramas MALI vs.  $SiO_2$  e  $FeO_T/(FeO_T+MgO)$  vs.  $SiO_2$  (Fig. 5.14), propostos por Frost *et al.* (2001), as amostras dos granitóides sincinemáticos revelam carácter cálcico a calco-alcálico e magnésiano, que estes autores relacionam com ambientes de arco magmático continental e/ou insular (no caso das rochas de quimismo cálcico).

## 5.2.2 GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS MAIORES – DIAGRAMAS DE HARKER

A diversidade composicional das associações magmáticas pode representar-se sob a forma de gráficos cartesianos que traduzam a variação dos teores em elementos

químicos contra componentes que aumentam ou diminuem regularmente com a diferenciação.

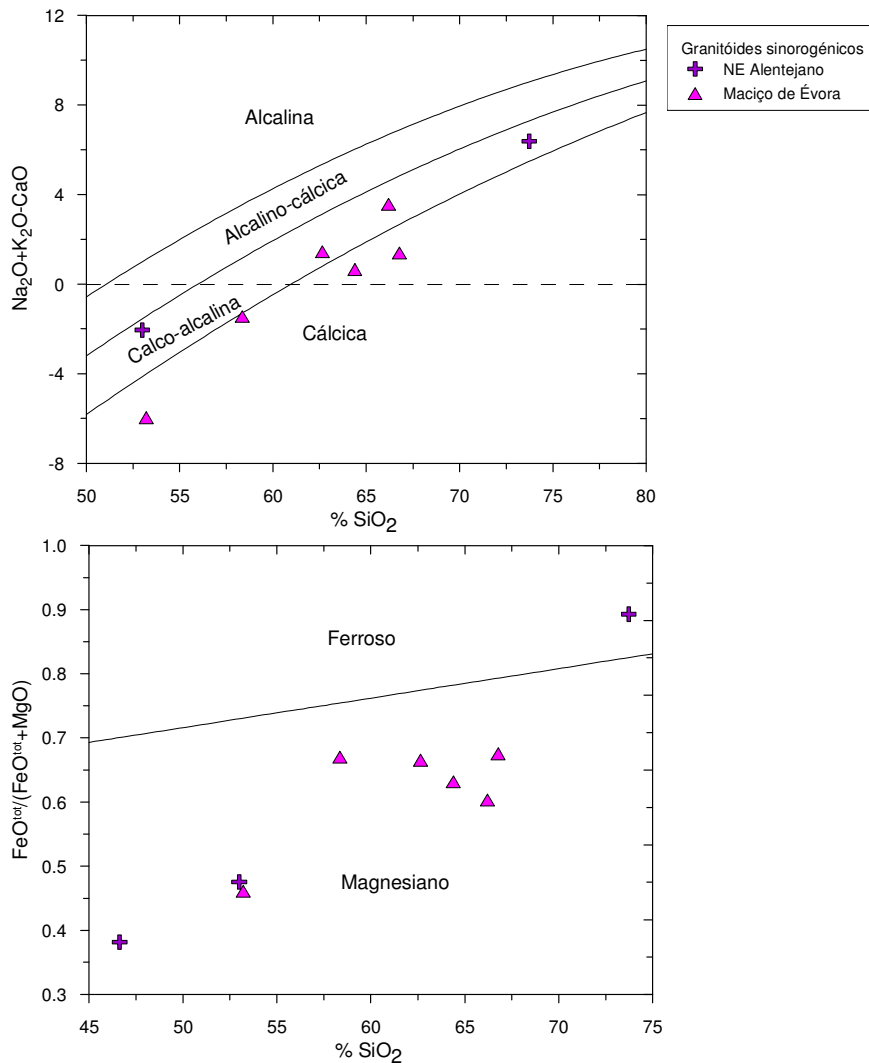


Figura 5.14: Representação das amostras de granitóides sin.tectónicos nos diagramas de Frost *et al.* (2001): (a) MALI vs.  $\text{SiO}_2$  e (b)  $\text{FeO}_T/(\text{FeO}_T + \text{MgO})$  vs  $\text{SiO}_2$ .

Os elementos e/ou parâmetros que mostram uma variação regular durante os processos de evolução magmática são designados como índices de diferenciação e representam-se em abcissa nos diagramas de variação química. Os diagramas de Harker constituem um tipo particular destes gráficos em que o índice de diferenciação é a  $\text{SiO}_2$  (expressa em % peso).

Na Figura 5.15, apresentam-se os diagramas de Harker para os granitóides sinorogénicos da ZOM.

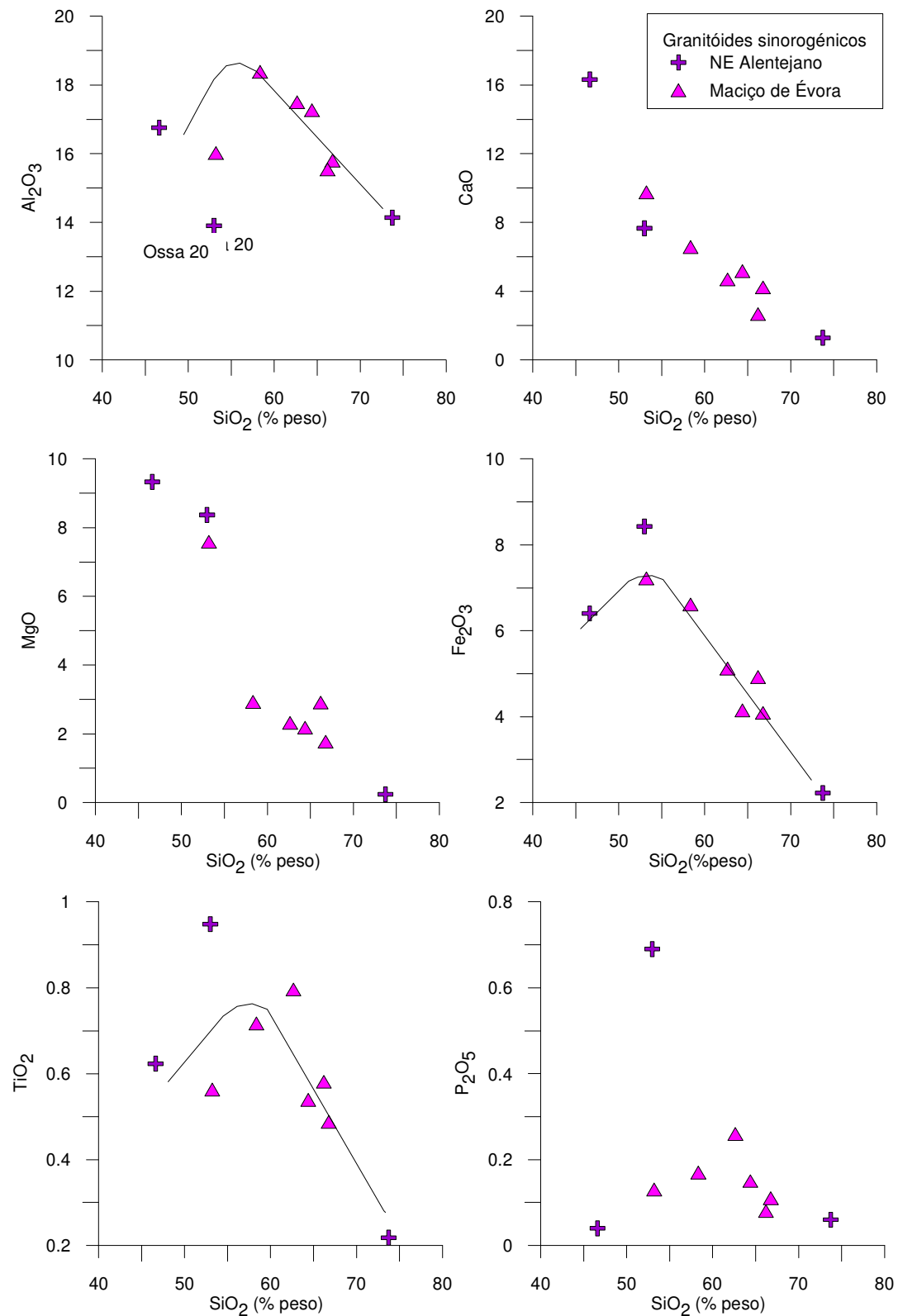


Figura 5.15: Diagramas de Harker para as amostras de granitóides sin-tectónicos.

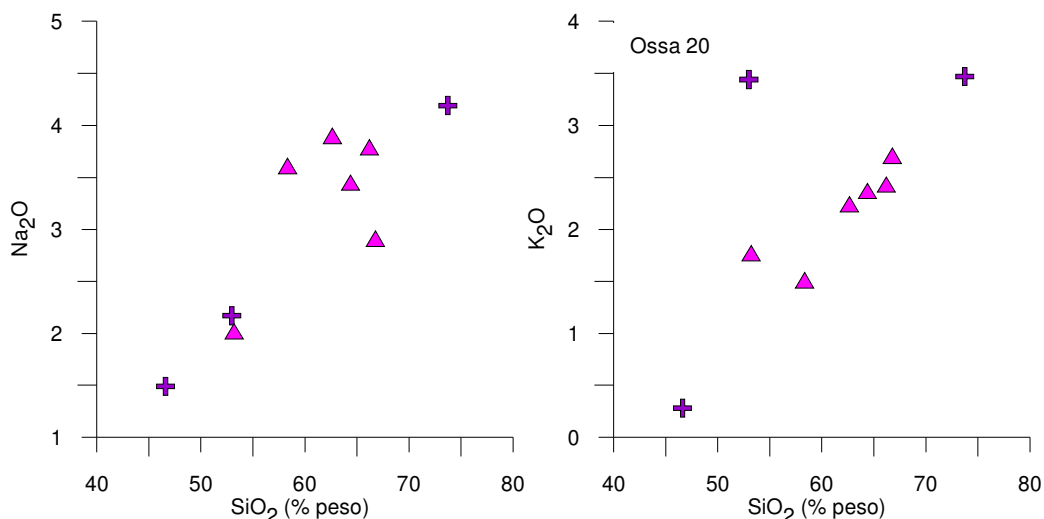


Figura 5.15 (continuação): Diagramas de Harker para as amostras de granitóides sin-tectónicos.

No seu conjunto, as amostras dos granitóides sin-tectónicos definem tendências de evolução relativamente coerentes, marcadas por um enriquecimento em Na<sub>2</sub>O e K<sub>2</sub>O e um empobrecimento em CaO e MgO, ao longo de todo o espectro composicional. O Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, o Fe<sub>2</sub>O<sub>3t</sub>, o TiO<sub>2</sub> e o P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> crescem durante as etapas iniciais e diminuem nos termos mais evoluídos. Note-se que a amostra Ossa 20 apresenta um enriquecimento nítido em K<sub>2</sub>O, TiO<sub>2</sub> e P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> relativamente às restantes amostras com valores comparáveis de SiO<sub>2</sub>, pelo que será considerada separadamente.

O decréscimo de CaO e MgO é consistente com a ocorrência de processos de cristalização fraccionada envolvendo fundamentalmente plagioclase e silicatos ferromagnesianos (clinopiroxena, hornblenda e biotite). A remoção de clinopiroxena poderá ter condicionado o empobrecimento de MgO e CaO nas etapas mais precoces da diferenciação magmática, enquanto a hornblenda e a biotite deverão ter sido os silicatos ferromagnesianos com o papel mais significativo nos estádios mais tardios.

A inflexão observada nos diagrama Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> vs SiO<sub>2</sub> sugere que o fraccionamento de plagioclase nos líquidos mais básicos (SiO<sub>2</sub> < 55%) não foi suficiente para produzir empobrecimento em alumina. É provável que a cristalização simultânea de fases ricas em Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (plagioclase) e pobres em Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, (clinopiroxena e hornblenda) tenha contribuído para a dispersão de valores deste componente.

Por outro lado, o aumento inicial de TiO<sub>2</sub> e Fe<sub>2</sub>O<sub>3t</sub> indica que o ferro e o titânio não foram incorporados em proporções significativas nos silicatos ferromagnesianos precoces. O decréscimo dos teores TiO<sub>2</sub> e Fe<sub>2</sub>O<sub>3t</sub> nas composições mais evoluídas (SiO<sub>2</sub> > 55%) parece testemunhar a entrada de esfena e óxidos de Fe-Ti na associação mineral que fraccionou, o que está de acordo com as observações petrográficas.

A diminuição de  $P_2O_5$  está associada ao fraccionamento de apatite o que só se verifica nos termos mais ácidos da série magmática ( $SiO_2 > 63\%$ ).

Finalmente, o aumento progressivo das concentrações de  $Na_2O$  e  $K_2O$  revela que a participação das fases mais ricas nestes elementos (plagioclase sódica, feldspato alcalino e biotite) nos processos de cristalização fraccionada ocorreu tardiamente e não foi suficientemente efectiva para causar a diminuição de álcalis nos líquidos mais diferenciados.

### 5.2.3 GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS VESTIGIAIS

#### 5.2.3.1 ELEMENTOS DE GRANDE RAIO IÓNICO (LILE)

Os elementos Sr, Ba, Rb e U têm comportamento incompatível nas paragénese mantélicas. Não formam minerais próprios podendo, no entanto, substituir elementos maiores na estrutura de algumas fases cristalinas. Assim, o Sr tende a substituir o Ca na plagioclase e o K nos feldspatos potássicos, o Ba e o Rb são incorporados na biotite e no feldspato potássico e o U entra na rede cristalina de fases acessórias como o zircão e a allanite.

Nos diagramas da Figura 5.16, a amostra Ossa 20 destaca-se das restantes pelos elevados teores de Ba, Rb e U o que é coerente com o seu carácter shoshonítico (Baker, 1982).

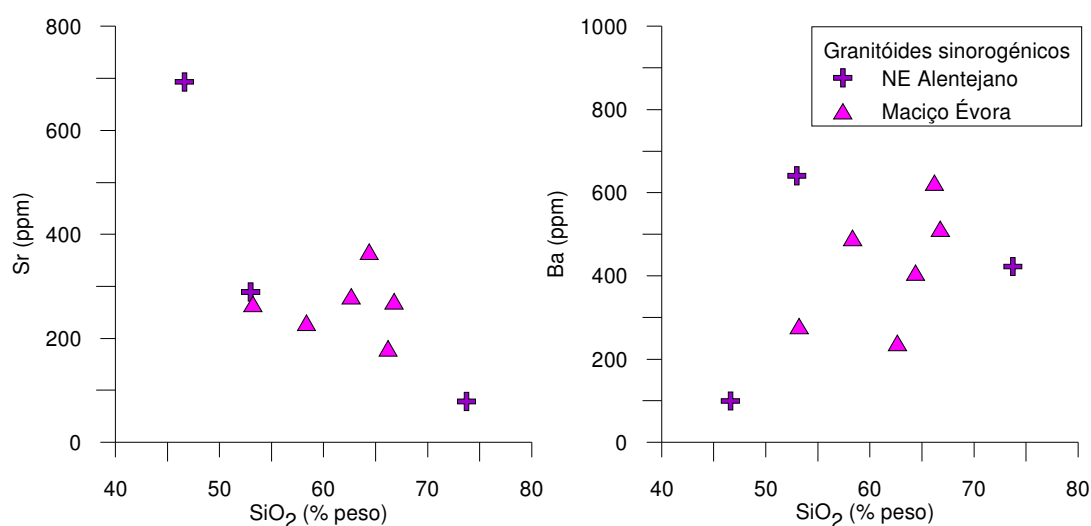


Figura 5.16: Diagramas de Harker para os elementos de grande raio iónico (LILE) nas amostras de granitóides sin-tectónicos.

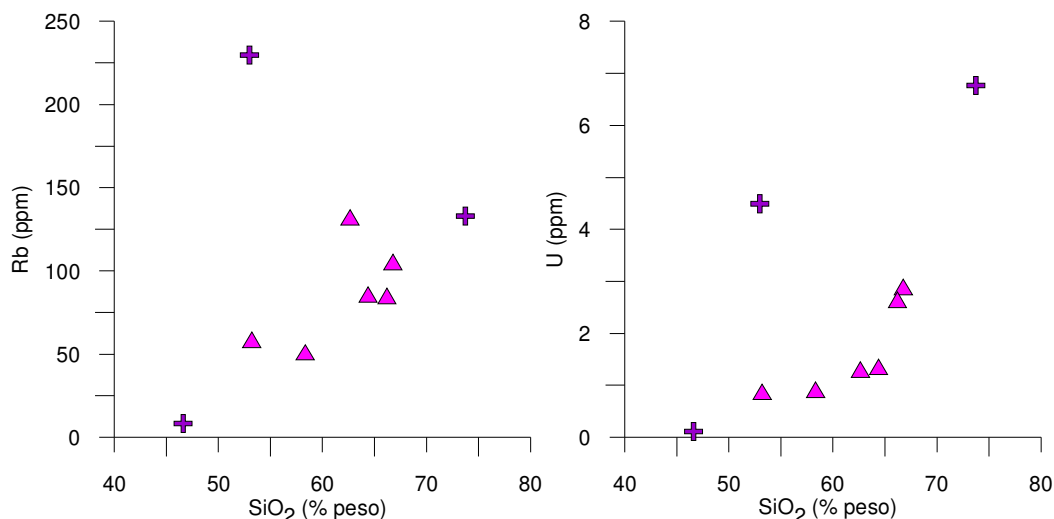


Figura 5.16 (continuação): Diagramas de Harker para os elementos de grande raio iônico (LILE) para as amostras de granitóides sin-tectônicos.

O decréscimo progressivo das concentrações de Sr com o aumento de SiO<sub>2</sub> resulta provavelmente da separação de plagioclase desde os estádios iniciais de evolução magmática, o que é concordante com as conclusões retiradas na secção precedente.

Contrariamente ao Sr, os restantes elementos do grupo dos LILE (Ba, Rb e U) mostram um comportamento incompatível na sequência estudada, que é particularmente nítido nos casos do Rb e do U (Fig. 5.16). Estas tendências de variação reflectem os baixos coeficientes de partilha que o Ba, o Rb e o U apresentam nas fases minerais que controlaram as primeiras etapas dos processos de diferenciação (plagioclase, clinopiroxena, hornblenda). Embora tenha ocorrido fraccionamento de biotite nos líquidos mais evoluídos, o coeficiente de partilha global do Ba e do Rb na paragénese mineral que fraccionou ter-se-á mantido inferior a um. Por outro lado, o aumento das concentrações de U indica que o zircão não foi removido em quantidades significativas.

É possível que a dispersão de valores revelada pelo Ba no diagrama da Figura 5.16 seja devida, pelo menos em parte, à elevada mobilidade deste elemento e a flutuações nas proporções de biotite e feldspato potássico que cristalizaram.

#### 5.2.3.2 ELEMENTOS DE GRANDE FORÇA DE CAMPO (HFSE)

Os elementos de grande força de campo (HFSE) como o Y, o Ta, o Hf e o Zr tendem a ser incorporados em fases acessórias como a apatite, a esfena, a magnetite, a ilmenite e o zircão (Tabela 5.2). O Y pode apresentar ainda um comportamento compatível nalguns minerais máficos (clinopiroxena e hornblenda).



Tabela 5.2 – Coeficientes de partilha para o Y, o Ta, o Hf e o Zr em líquidos dacítico-riolíticos\*

	Apatite	Esfena	Zircão	Magnetite	Ilmenite	Hornblenda
Y	40	-	-	2	-	6
Ta	-	16.5	47.5	-	3.167-106	-
Hf	0.73	-	977-3193	-	1.883-3.1	-
Zr	0.1-0.64	-	-	0.8	-	0.31-4

\*Arth (1976); Pearce & Norry (1979); Mahood & Hildreth (1983); Nash & Crecraft (1985); Fujimaki (1986); Green & Pearson (1987).

O aumento das concentrações em Ta, Hf e Zr dos termos mais básicos para os mais ácidos mostra que nenhuma das fases que os inclui desempenhou um papel relevante durante a evolução da série (Fig. 5.17).

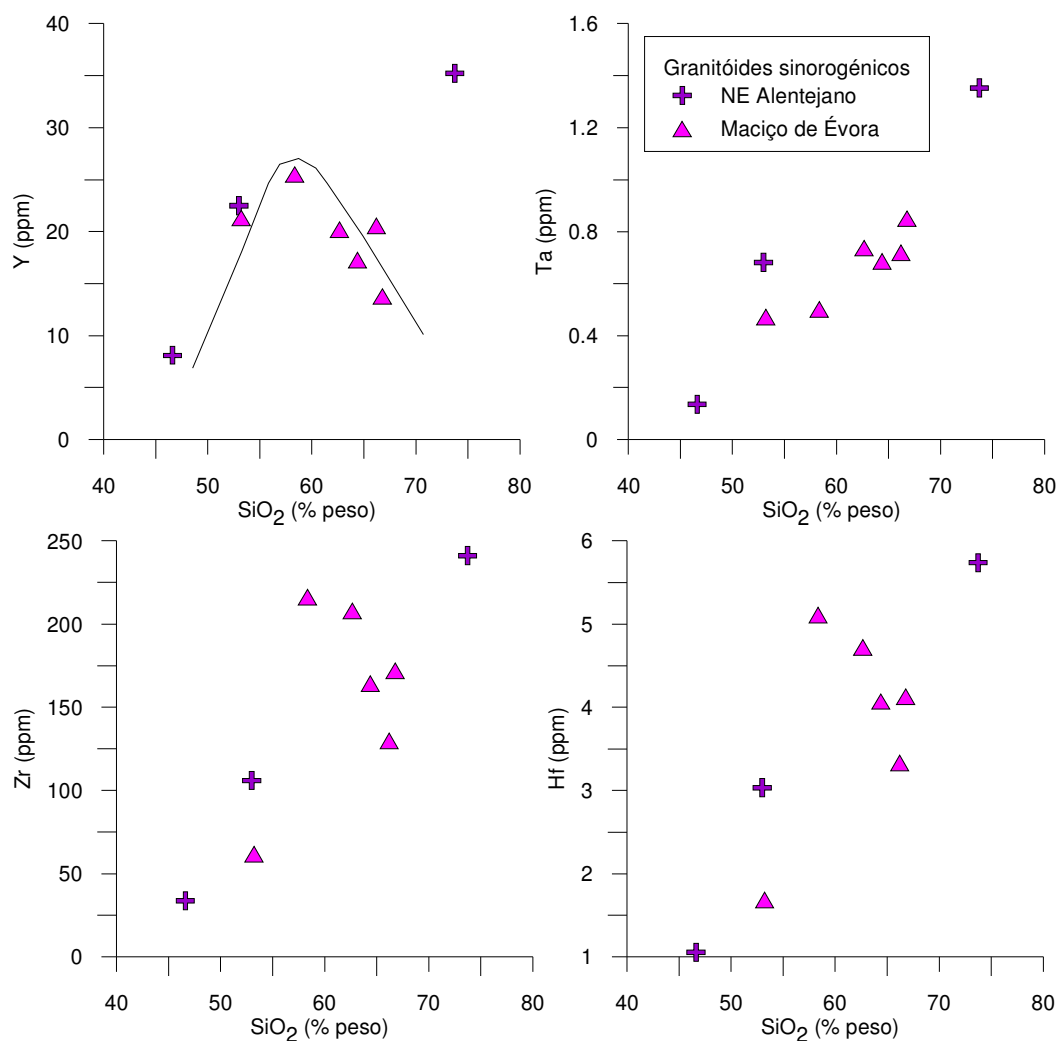


Figura 5.17: Diagramas de Harker para os elementos de grande força de campo (HFSE) nas amostras de granitóides sin-tectónicos.

No diagrama Y vs. SiO<sub>2</sub> (Fig. 5.17), a maioria das amostras definem um alinhamento curvilíneo com um máximo de Y para valores de SiO<sub>2</sub> ≈ 58%. A inflexão observada poderá marcar o início da fraccionação de hornblenda e esfena. O teor anormalmente alto de Y na amostra mais ácida (Ossa 6C) estará provavelmente relacionado com a acumulação de uma ou mais fases acessórias ricas neste elemento, como é o caso da xenotime. A sua presença, mesmo em proporções muito pequenas, é suficiente para explicar a elevada concentração de Y na amostra Ossa 6C. Embora não tenha sido identificada xenotime no estudo petrográfico, a hipótese deste mineral estar presente na amostra Ossa 6C não deve ser excluída porque não é fácil distingui-la opticamente do zircão.

#### 5.2.3.3 PADRÕES DE TERRAS RARAS (TR)

Na Figura 5.18, apresentam-se os padrões de terras raras das amostras de granitóides sin-tectónicos pertencentes aos maciços do NE Alentejano e Évora. O enriquecimento em TRL relativamente às TRP observado no conjunto de amostras analisadas é comum em sequências calco-alcálinas (Wilson, 1989) e apoia uma derivação a partir de magmas parentais de tipo-I para estes granitóides. É possível distinguir ainda os seguintes aspectos:

- (a) a rocha mais básica (Ossa 17A) é caracterizada por baixos teores de TR ( $\Sigma TR = 26$  ppm), um perfil ligeiramente enriquecido em TRL ( $La_N/Lu_N = 3.68$ ) e uma anomalia positiva de Eu ( $Eu/Eu^* = 1.45$ ) indiciando processos de acumulação de plagioclase;
- (b) as amostras de composição intermédia (Ossa 26, 34, 40, 50A) mostram perfis subparalelos com enriquecimento em TRL ( $La_N/Lu_N = 4.05 - 8.39$ ) e desprovidos de anomalia de Eu ( $Eu/Eu^* = 0.92 - 1.16$ ), o que é consistente com o fraccionamento simultâneo de plagioclase e hornblenda cujos efeitos no comportamento do Eu são opostos;
- (c) duas das rochas mais ácidas (Ossa 6C e 46) têm concentrações relativamente altas de TR ( $\Sigma TR = 162 - 263$  ppm), razões  $La_N/Lu_N$  de 5.94 e 32.15, e anomalias negativas de Eu bem definidas ( $Eu/Eu^* = 0.59 - 0.45$ ), comprovando o papel determinante desempenhado pela cristalização de plagioclase nos últimos estádios de evolução magmática;
- (d) a presença de uma anomalia positiva de Eu na amostra Ossa 29 ( $Eu/Eu^* = 1.50$ ) revela que os efeitos de acumulação de plagioclase podem chegar a ocorrer em líquidos bastante diferenciados (SiO<sub>2</sub> = 66.78%).

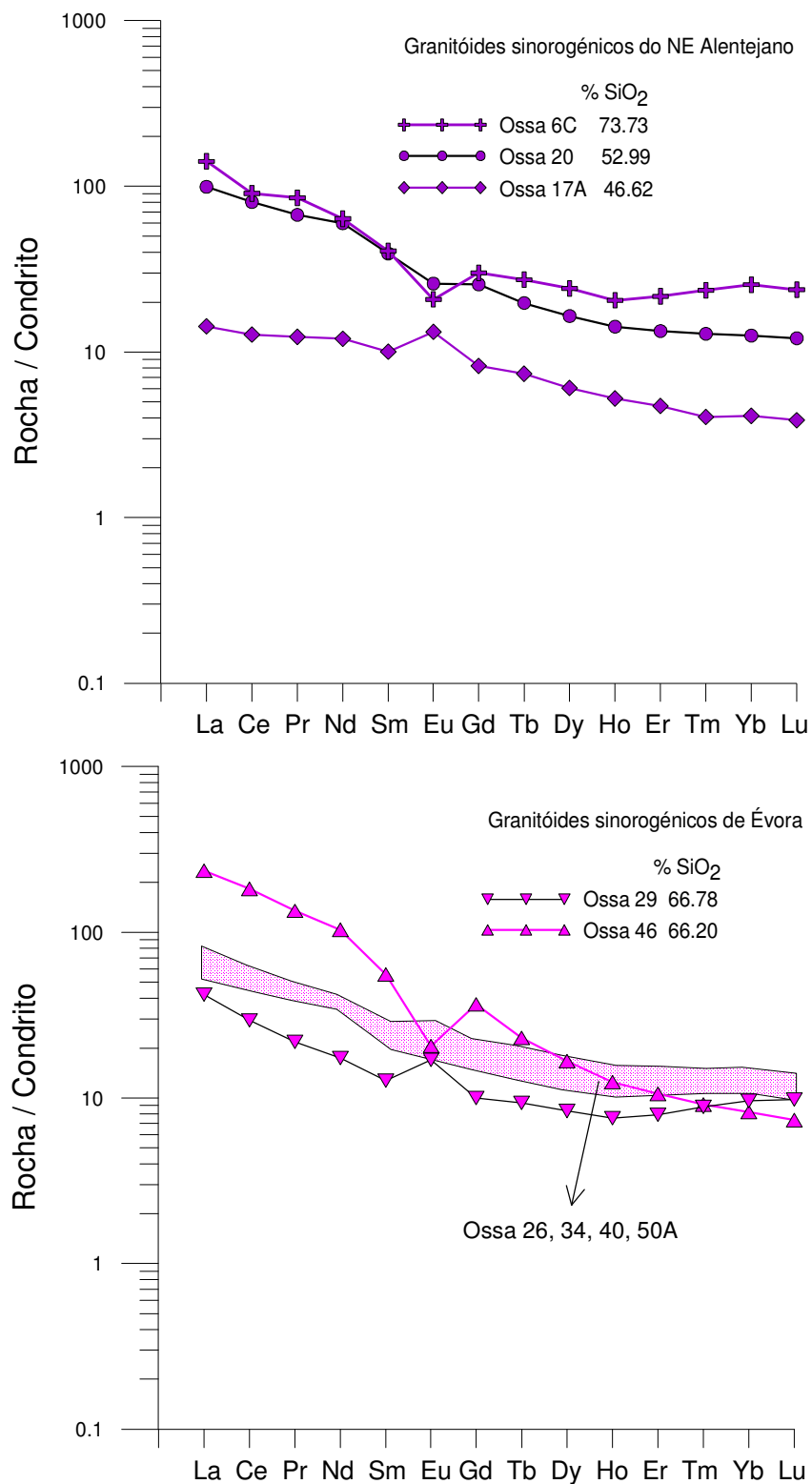


Figura 5.18: Padrões de Terras Raras para amostras representativas dos granitóides sin-tectónicos, normalizadas para a composição dos condritos de Evensen (1978).

- (e) a amostra Ossa 20, apesar da sua composição básica-intermédia, apresenta um perfil de terras raras moderadamente fraccionado ( $La_N/Lu_N = 8.20$ ) e tem uma anomalia negativa de Eu, o que é consistente com a sua tendência shoshonítica e testemunha a intervenção de processos de fraccionação de plagioclase.

#### 5.2.3.4 DIAGRAMAS MULTIELEMENTARES NORMALIZADOS

Nos diagramas multielementares da Figura 5.19, todos os granitóides sin-tectónicos mostram um visível enriquecimento em elementos LIL (Ba, Rb, Th e K) relativamente aos HFSE, documentando uma assinatura geoquímica do tipo arco magmático (Best & Christiansen, 2001). Nos arcos magmáticos continentais, os magmas derivados do manto ascendem ao longo de uma crosta continental espessada podendo sofrer diferenciação e contaminação em graus muito significativos. Como os LILE estão enriquecidos tanto na crosta como na cunha mantélica supra-subducção, é de esperar que os magmas gerados nestes ambientes sejam caracterizados por elevadas razões LILE/HFSE.

Nas composições intermédias e ácidas, o comportamento do Ba e do Rb é fortemente condicionado pelo fraccionamento de biotite. A diferença de coeficientes de partilha dos dois elementos nesta fase mineral (Tabela 5.1) faz com que o Ba seja menos incompatível do que o Rb dando origem a anomalias negativas de Ba, como as observadas na maioria das amostras da sequência estudada.

A presença de anomalias negativas em Nb e Ta é característica comum nos magmas de carácter calco-alcálico das zonas de arco magmático, possivelmente como consequência da retenção desses elementos em fases refractárias na fonte. Os processos subsequentes de cristalização fraccionada (envolvendo hornblenda, óxidos e esfena) e contaminação crustal poderão ter contribuído para a variação da amplitude destas anomalias.

Alguns elementos são extremamente influenciados por minerais específicos, nomeadamente: o Sr pela plagioclase, o P pela apatite, o Ti pela esfena e ilmenite e o Zr pelo zircão. A ocorrência de anomalias negativas e positivas de Sr nalguns granitóides sin-tectónicos da ZOM está relacionada com a fraccionação ou acumulação de plagioclase, confirmando o que foi concluído na secção precedente. A maioria das amostras tem anomalias negativas de P que tendem a acentuar-se para os termos mais diferenciados como resultado da crescente influência da remoção de apatite. Quase todas as amostras mostram ainda depressões na posição do Ti que se aprofundam nas composições mais ácidas, evidenciando os efeitos da separação de esfena e óxidos durante os processos de cristalização fraccionada.

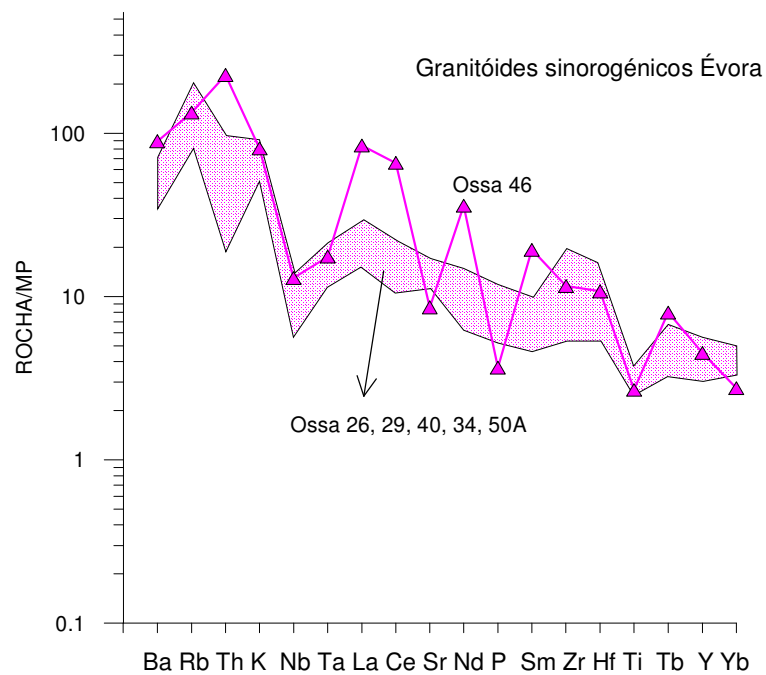
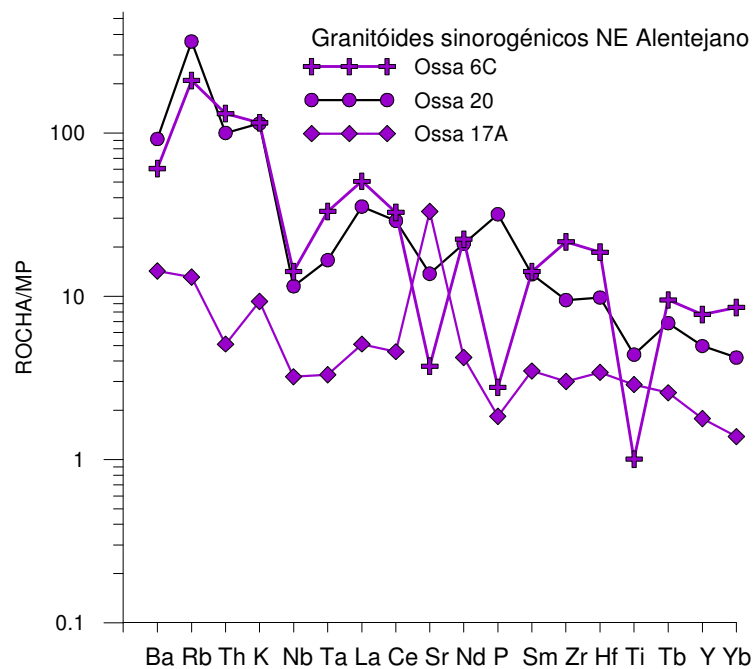


Figura 5.19: Diagramas multielementares para amostras representativas dos granitóides sin-tectónicos, normalizadas para valores do manto primitivo (Sun & McDonough, 1989): (a) NE Alentejano; (b) Maciço de Évora.

#### 5.2.3.5 DIAGRAMAS DE DISCRIMINAÇÃO TECTÓNICA DE PEARCE *ET AL.* (1984)

Nos diagramas de discriminação tectónica de Pearce *et al.* (1984), as amostras de granitóides sintectónicos caem no domínio VAG (Volcanic Arc Granites) o que aponta no sentido de um ambiente tectónico de margem continental activa (Fig. 5.20).

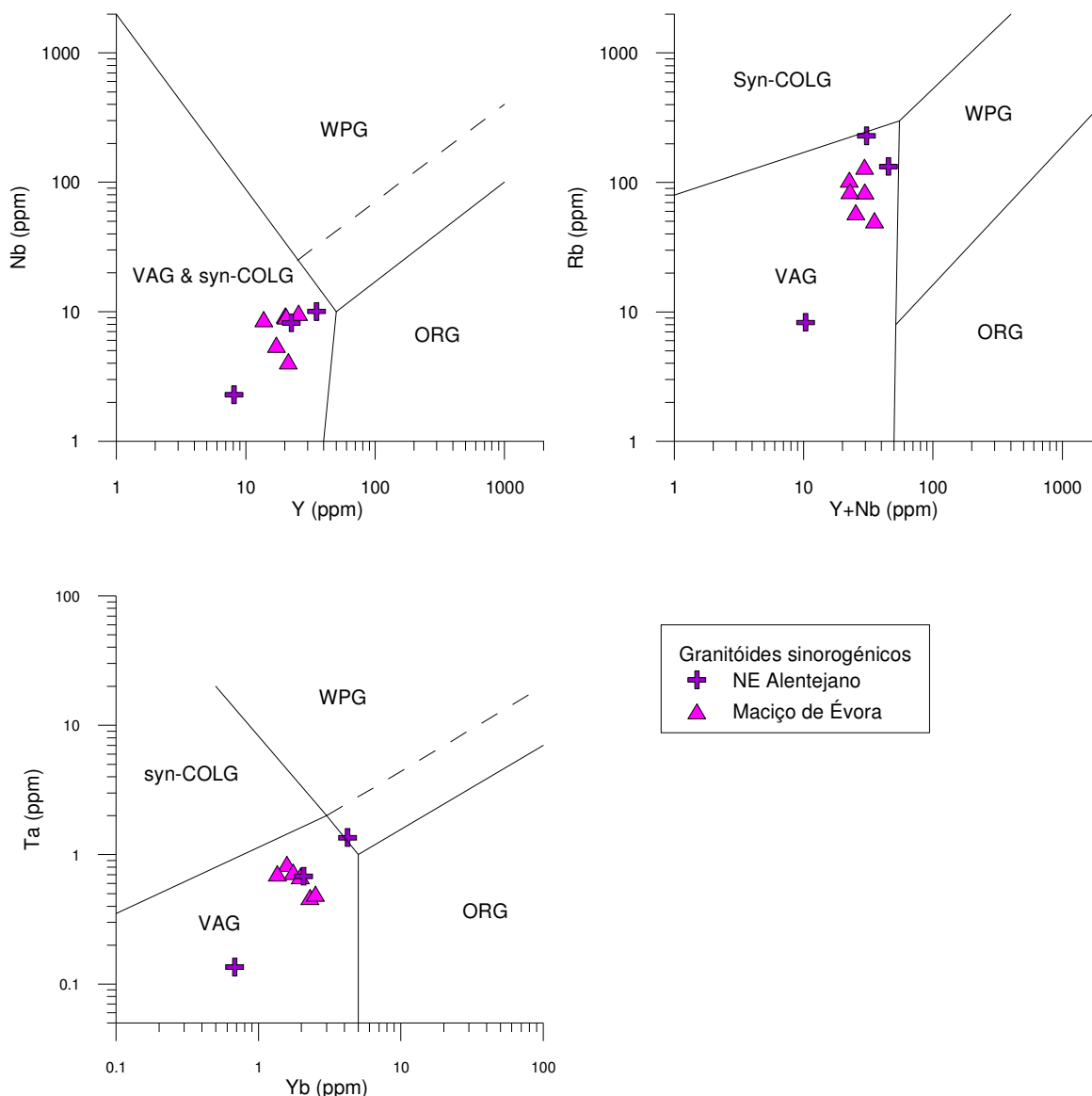


Figura 5.20: Diagramas de Pearce *et al.* (1984) para amostras representativas dos granitóides sintectónicos. VAG – granitóides de arco vulcânico; WPG – granitóides intra-placa; ORG – granitóides de crista média oceânica; syn-COLG – granitóides sin-colisionais.

Nestes ambientes, os primeiros estádios de magmatismo estão representados pela geração de volumes significativos de fundidos mantélicos de composição basáltica semelhantes aos que se formam em arcos insulares (Winter, 2001). Durante a sua

ascensão através da crosta, estes magmas básicos sofrem processos de cristalização fraccionada e contaminação dando origem a líquidos tonalíticos que, devido à sua menor densidade, podem vir a instalar-se em níveis relativamente pouco profundos. O prosseguimento dos processos de diversificação magmática leva à formação de sequências de granitóides de tipo-I, constituídas por tonalitos, granodioritos e granitos metaluminosos a fracamente peraluminosos.

### 5.3 GRANITÓIDES VARISCOS TARDI-PÓS-TECTÓNICOS

#### 5.3.1 CLASSIFICAÇÃO E CARACTERIZAÇÃO GEOQUÍMICA GERAL

Os granitóides tardi-pós-tectónicos amostrados apresentam um leque mais restrito de teores em SiO<sub>2</sub> do que os granitóides sin-tectónicos (SiO<sub>2</sub>= 60.48 - 78.38). No diagrama R1-R2, estas rochas projectam-se nos campos dos dioritos (Ossa 35), tonalitos (25A, 31A, 42B e 43F), granodioritos (Ossa 2, 21 e 37), monzogranitos (Ossa 12, 39 e 49B) e granitos alcalinos (Ossa 19) (Fig. 5.21).

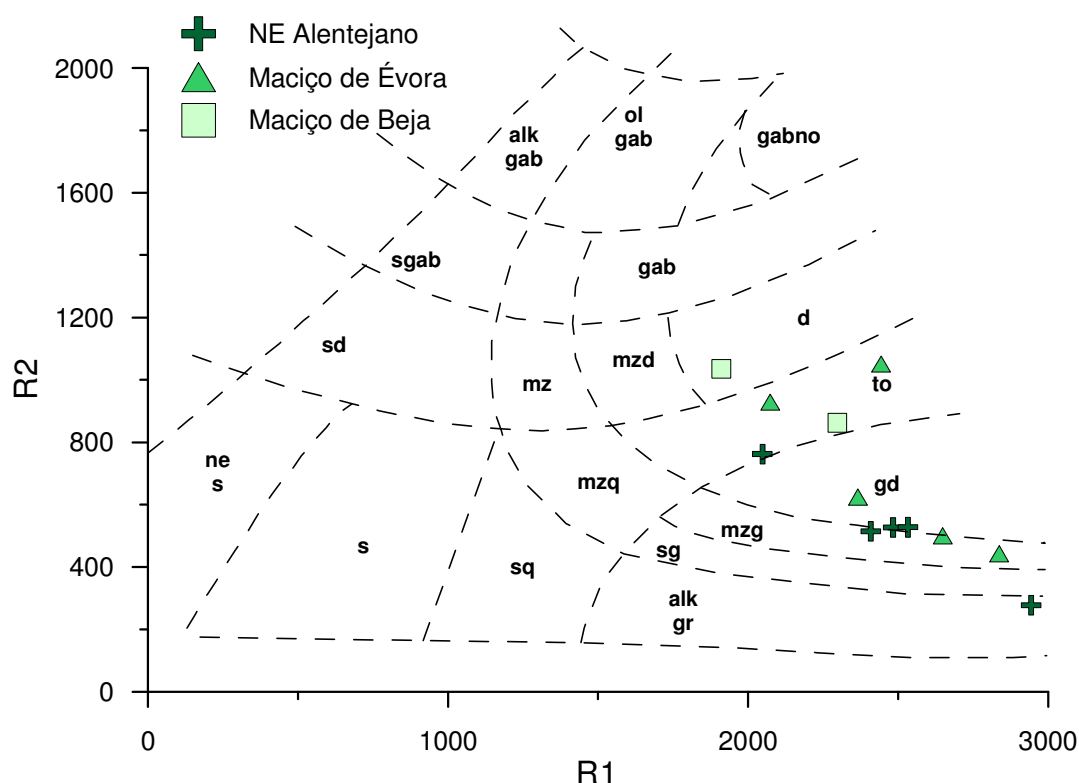


Figura 5.21: Classificação dos granitóides tardi-pós-tectónicos usando os parâmetros R1 e R2 de La Roche *et al.* (1980), calculados a partir de proporções milicatiónicas das amostras.

As amostras analisadas exibem valores de A/CNK variando entre 0.87 e 1.21. O carácter metaluminoso é bem marcado nos termos mais básicos, evoluindo para fracamente peraluminoso nas composições mais ácidas (Fig. 5.22). A única amostra com A/CNK claramente superior a 1.1 é a amostra Ossa 39. Tal como no caso dos granitóides sin-tectónicos, estas assinaturas permitem classificá-los como magmas de tipo-I.

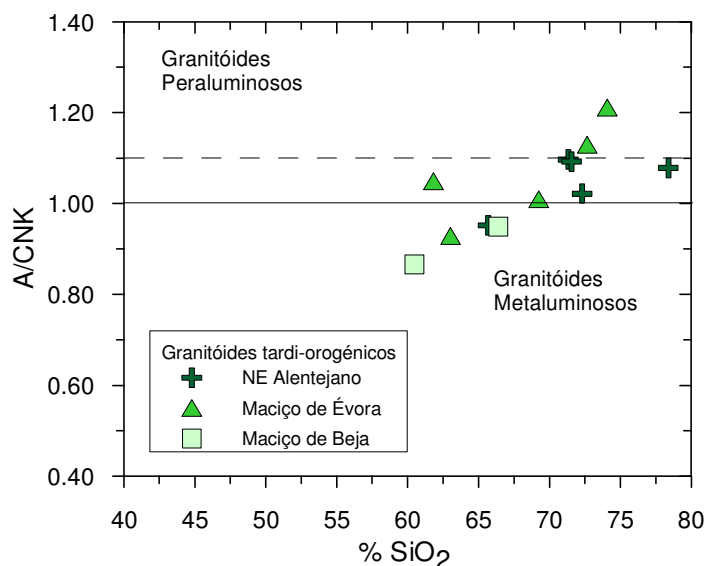


Figura 5.22: Diagrama de variação A/CNK vs. SiO<sub>2</sub> para as amostras de granitóides tardi-pós-tectónicos.

Com efeito, as amostras dos granitóides tardi-pós-tectónicos projectam-se no campo das séries calco-alcalinas no diagrama AFM e definem uma sequência do tipo alumino-cafémica no diagrama A-B, confirmando a filiação de tipo-I deduzida (Figs. 5.23 e 5.24).

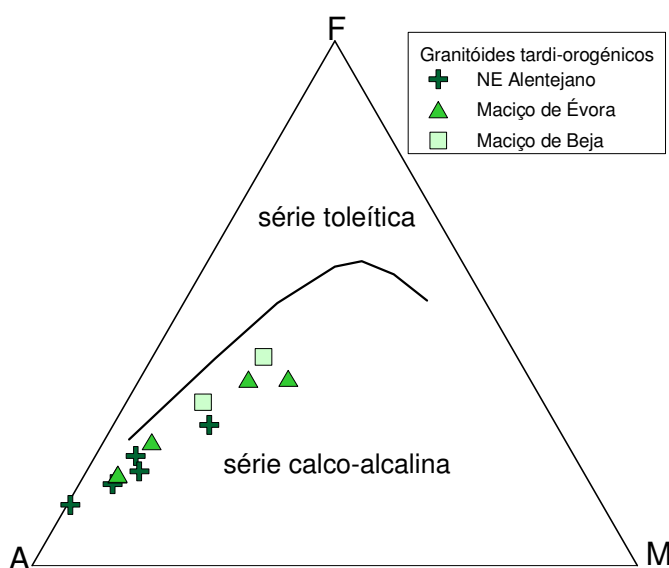


Figura 5.23: Diagrama AFM para os granitóides tardi-pós-tectónicos.



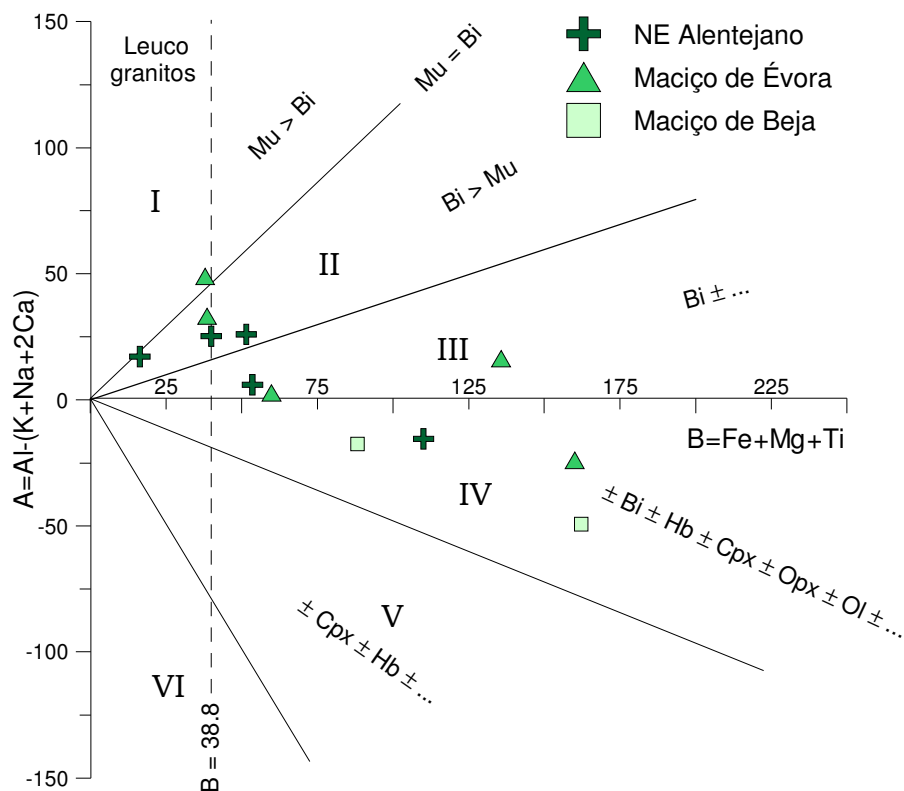


Figura 5.24: Diagrama A-B de Debon & Le Fort (1983) para os granitóides tardi-pós-tectónicos.

No diagrama  $K_2O$  vs.  $SiO_2$ , os granitóides tardi a pós-tectónicos distinguem-se claramente das rochas sincinemáticas pelo seu carácter mais rico em K, o que evidencia uma influência crustal mais pronunciada, típica de ambientes geodinâmicos de arco continental maduro ou de colisão continental (Fig. 5.25).

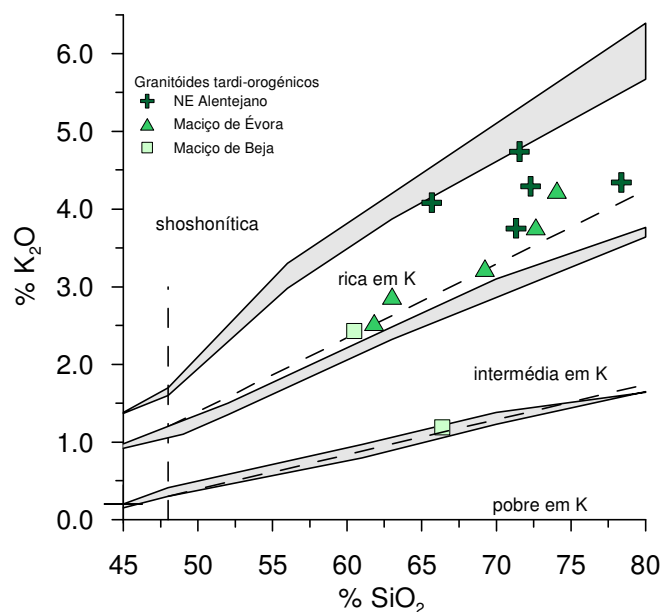


Figura 5.25: Representação das amostras de granitóides tardi-pós-tectónicos no diagrama  $K_2O$  vs.  $SiO_2$  (Le Maitre *et al.*, 1989; Rickwood, 1989).

A amostra Ossa 43F (pórfiro dacítico – riodacítico do Maciço de Beja) é a única que se destaca da sequência, mostrando um quimismo pobre em K.

Nos diagramas MALI vs.  $\text{SiO}_2$  e  $\text{FeO}_T/(\text{FeO}_T+\text{MgO})$  vs.  $\text{SiO}_2$ , as amostras projectam-se maioritariamente nos campos calco-alcálico e magnésiano (Fig. 5.26), em concordância as conclusões retiradas anteriormente.

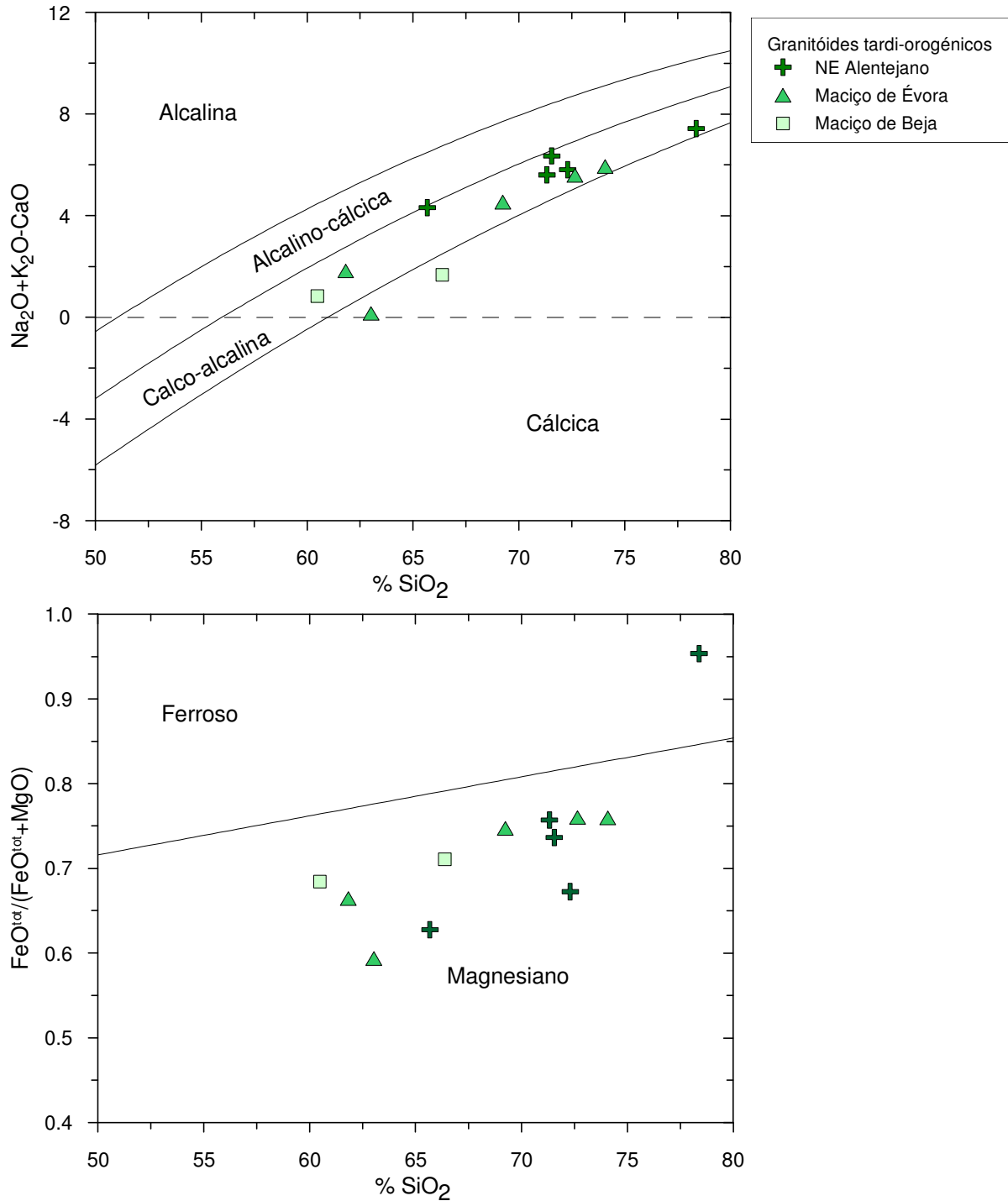


Figura 5.26: Diagramas de Frost *et al.* (2001) para as amostras de granitóides tardi-pós-tectónicos

### 5.3.2 GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS MAIORES – DIAGRAMAS DE HARKER

O comportamento dos elementos maiores nos granitóides tardi-pós-tectónicos é caracterizado por um decréscimo regular em  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{T}}$ ,  $\text{TiO}_2$  e  $\text{MgO}$  com o grau de diferenciação, uma correlação positiva entre o  $\text{K}_2\text{O}$  e o  $\text{SiO}_2$  e uma certa dispersão de valores de  $\text{Na}_2\text{O}$  e  $\text{P}_2\text{O}_5$  (Fig. 5.27).

As tendências de variação do  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$  e  $\text{MgO}$ , sugerem que estes magmas sofreram processos de cristalização fraccionada envolvendo plagioclase e silicatos ferromagnesianos (horneblenda  $\pm$  biotite). Por outro lado, a diminuição progressiva das concentrações de  $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{T}}$  e  $\text{TiO}_2$  poderá indicar que os óxidos de Fe-Ti e a esfena também participaram na associação mineralógica que foi removida desde os primeiros estádios de evolução magmática registados nesta sequência.

Para a maior parte das amostras, os valores de  $\text{Na}_2\text{O}$  mantêm-se sensivelmente constantes (3 e 4%), apontando para a separação de uma fase rica em  $\text{Na}_2\text{O}$  (andesina / oligoclase) durante todo o processo de diferenciação. É provável que a ausência de uma correlação clara entre  $\text{P}_2\text{O}_5$  e  $\text{SiO}_2$  se deva a um fraccionamento irregular de apatite, que constitui uma fase acessória de abundância muito variável.

O aumento de  $\text{K}_2\text{O}$  em função de  $\text{SiO}_2$  testemunha que a cristalização fraccionada de biotite não terá ocorrido em proporções suficientes para empobrecer os líquidos neste componente.

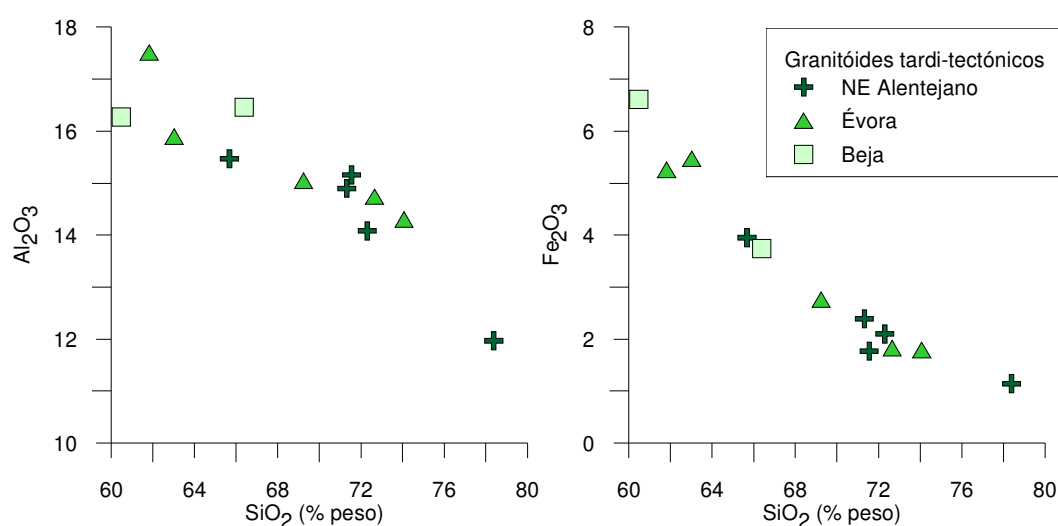


Figura 5.27: Diagramas de Harker nas amostras de granitóides tardi-pós-tectónicos.

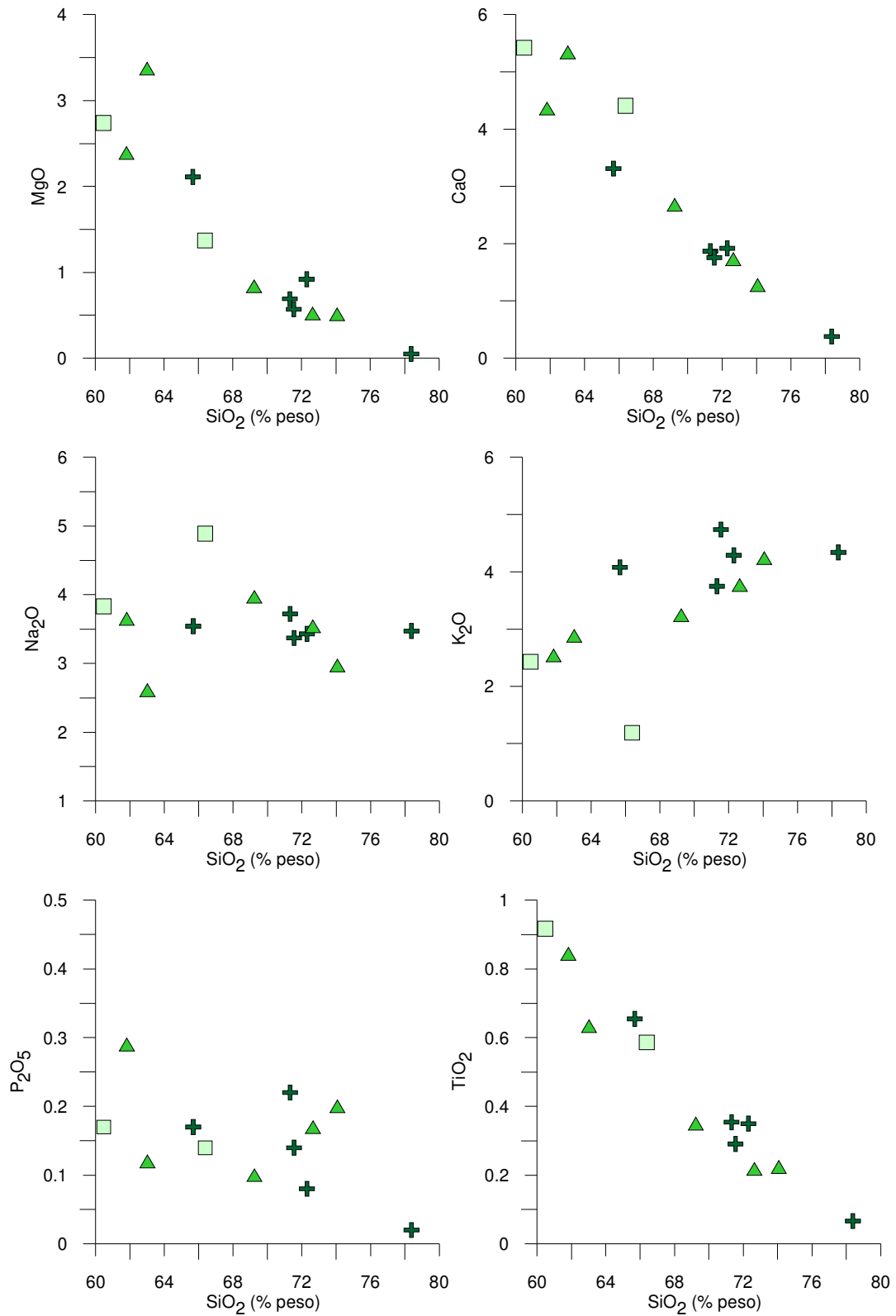


Figura 5.27 (continuação): Diagramas de Harker para as amostras de granitóides tardi-pós-tectónicos.

### 5.3.3 GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS VESTIGIAIS

#### 5.3.3.1 ELEMENTOS DE GRANDE RAIO IÔNICO (LILE)

Os elementos do grupo dos LILE não definem tendências muito claras na maioria dos diagramas de variação (Fig. 5.28). O Sr parece decrescer no sentido dos termos mais evoluídos, como resultado do fracionamento de plagioclase. No entanto, nota-se uma grande dispersão nas composições mais pobres em  $\text{SiO}_2$ , o que poderá estar relacionado, pelo menos em parte, com a elevada mobilidade deste elemento durante os processos de alteração. É possível que as fracas correlações Ba- $\text{SiO}_2$  e U- $\text{SiO}_2$  também sejam devidas a modificações pós-magmáticas.

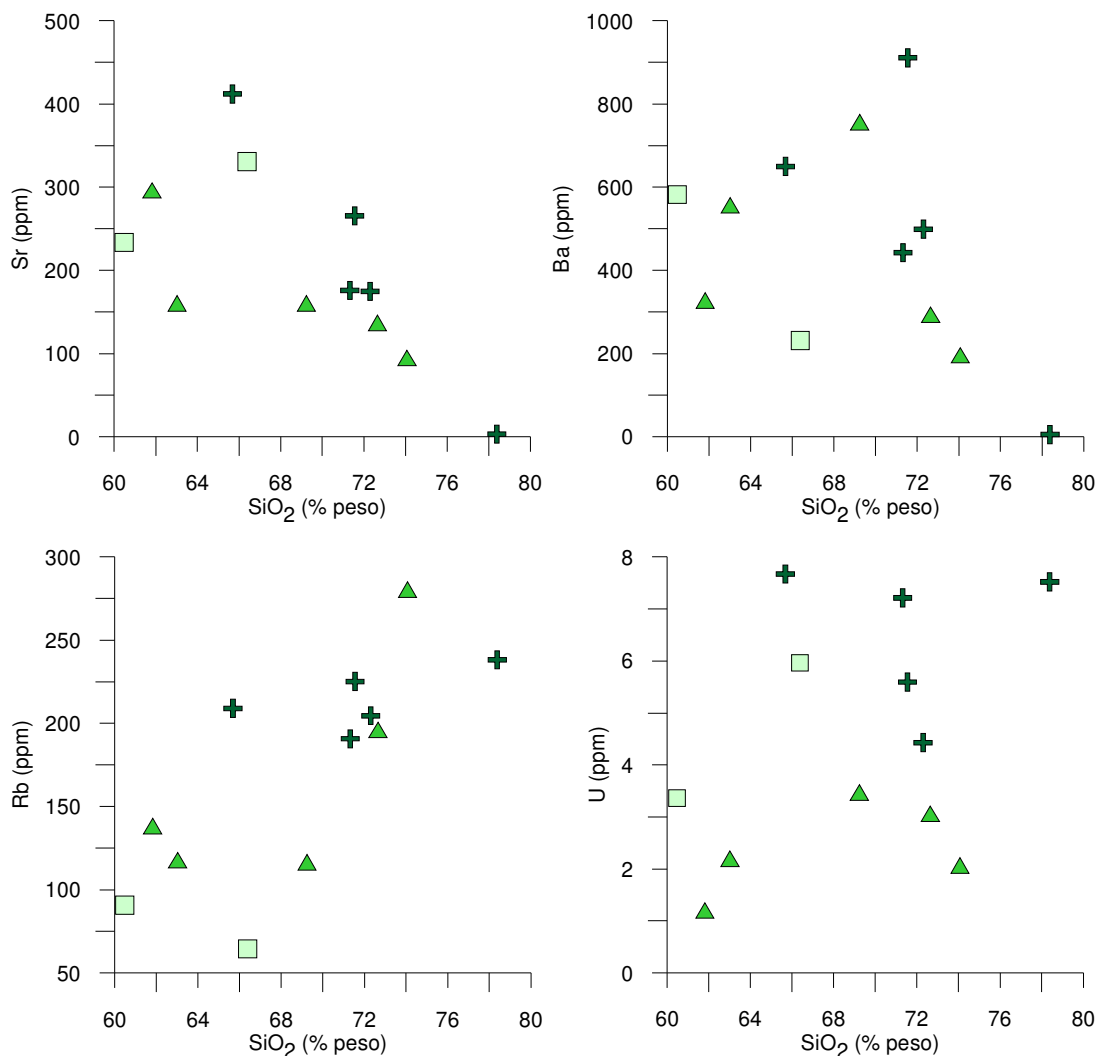


Figura 5.28: Diagramas de variação Harker dos elementos de grande raio iônico (LILE) para as amostras de granitóides tardi-pós-tectônicos.

Embora a tendência de variação definida pelo Rb nos granitos tardi-pós-tectónicos também tenha carácter difuso, reflectindo a mobilidade deste elemento em fluidos aquosos, o seu comportamento fortemente incompatível está bem patente no diagrama Rb vs.  $\text{SiO}_2$ . Tal como no caso dos granitóides sin-tectónicos, a incompatibilidade observada sugere que a biotite não tenha sido removida em quantidade suficiente para contrabalançar os pequenos coeficientes de partilha do Rb nas outras fases minerais que fraccionaram.

### 5.3.3.2 ELEMENTOS DE GRANDE FORÇA DE CAMPO (HFSE)

Com excepção do Ta, cujos teores aumentam com o grau de diferenciação, os restantes elementos do grupo dos HFSE mostram um empobrecimento nítido nos termos mais ácidos ( $\text{SiO}_2 > 66\%$ ) e uma certa dispersão de valores nas composições mais básicas (Fig. 5.29).

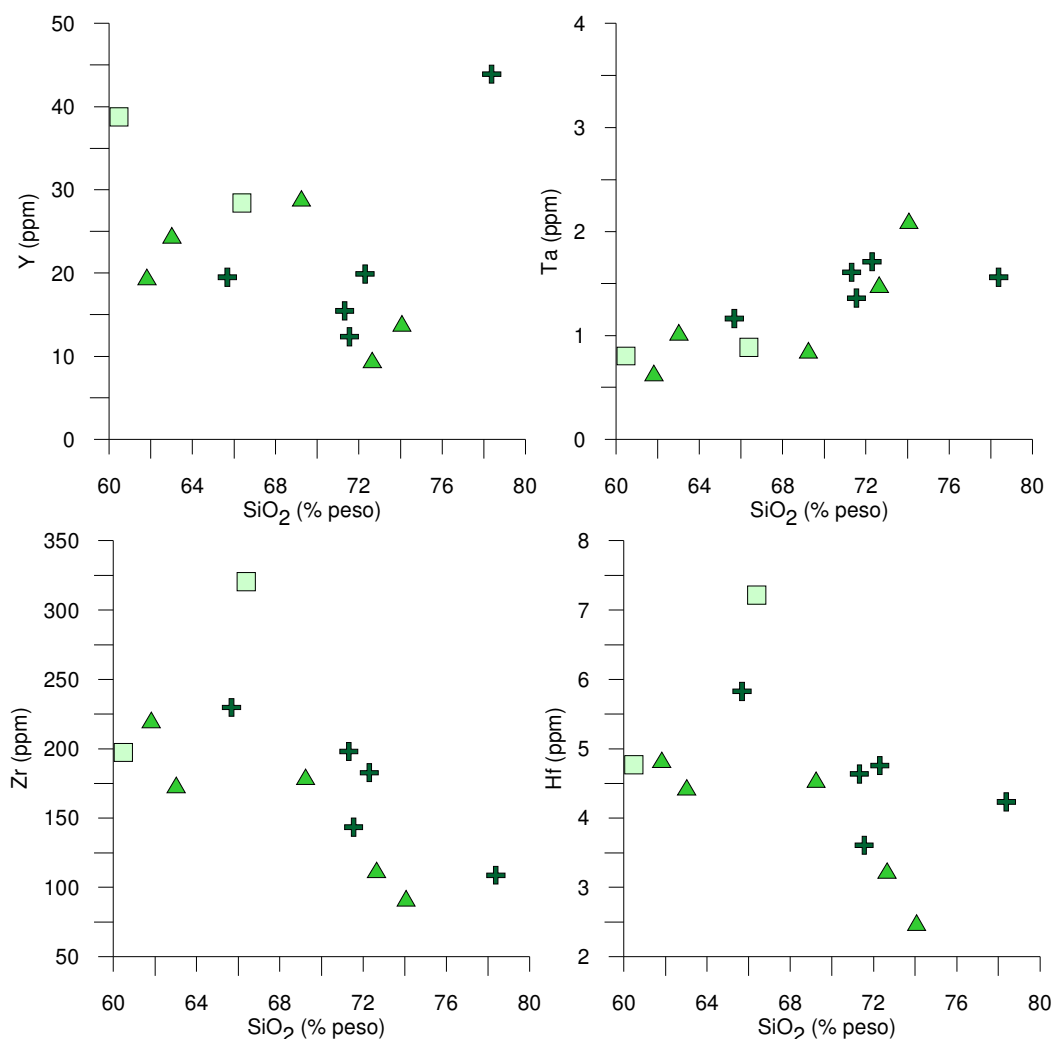


Figura 5.29: Diagramas de variação Harker para os elementos de grande força de campo (HFSE) nas amostras de granitóides tardi-pós-tectónicos.

As inflexões registadas nos diagramas Y vs. SiO<sub>2</sub>, Zr vs. SiO<sub>2</sub>, Hf vs. SiO<sub>2</sub> poderão marcar a cristalização de apatite (Y) e zircão (Zr e Hf). Em contrapartida, o comportamento ligeiramente incompatível do Ta indica que a fraccionação das fases minerais com Kd elevado para este elemento (Tabela 5.2) não foi suficiente para produzir um decréscimo das concentrações de Ta.

#### 5.3.3.3 PADRÕES DE TERRAS RARAS (TR)

Os padrões de terras raras da maioria dos granitóides tardi-pós-tectónicos caracterizam-se por: (a) um enriquecimento moderado em TRL ( $La_N/Lu_N = 5.71-25.8$ ); (b) uma anomalia negativa de Eu e (c) sobreposição dos perfis das amostras dos três maciços (NE Alentejano, Évora e Beja) (Fig. 5.30).

Apesar da generalidade das litologias apresentarem valores de  $Eu/Eu^*$  variando entre 0.52 e 0.76, a amostra Ossa 19 mostra um empobrecimento extremo em Eu ( $Eu/Eu^* = 0.01$ ) e as amostras Ossa 12 e Ossa 42B têm razões  $Eu/Eu^*$  muito próximas de 1. Enquanto a presença de anomalias negativas de Eu reflecte o fraccionamento de plagioclase, que terá tido uma influência particularmente marcante no caso da amostra Ossa 19 (SiO<sub>2</sub> = 78%), a sua ausência na amostra Ossa 42B é consistente com o facto dela corresponder a uma das rochas com teores de sílica mais baixos (SiO<sub>2</sub> = 62%). Já o caso da amostra Ossa 12 (SiO<sub>2</sub> = 72%) parece indicar que a sobreposição dos efeitos da acumulação de plagioclase e da diferenciação magmática se anularam, resultando numa razão  $Eu/Eu^*$  de 0.98.

#### 5.3.3.4 DIAGRAMAS MULTIELEMENTARES NORMALIZADOS

A natureza calco-alcalina dos granitóides tardi a pós-tectónicos está bem patente nos diagramas multielementares normalizados através das elevadas razões LILE/HFSE ( $Rb_N/Yb_N = 16-221$ ) e presença de depressões no Nb e no Ta (Fig. 5.31). Além disso, observam-se sistematicamente anomalias negativas de Ba, Sr, P e Ti. Tendo em conta o carácter diferenciado das amostras (SiO<sub>2</sub> > 60%), estas anomalias deverão estar relacionadas com a fraccionação de biotite (Ba), plagioclase (Sr), apatite (P), óxidos e esfena (Ti).

Tal como já foi mencionado, a amostra Ossa 19 distingue-se das restantes pela amplitude das anomalias resultantes dos processos de cristalização fraccionada o que está de acordo com a sua composição muito ácida.

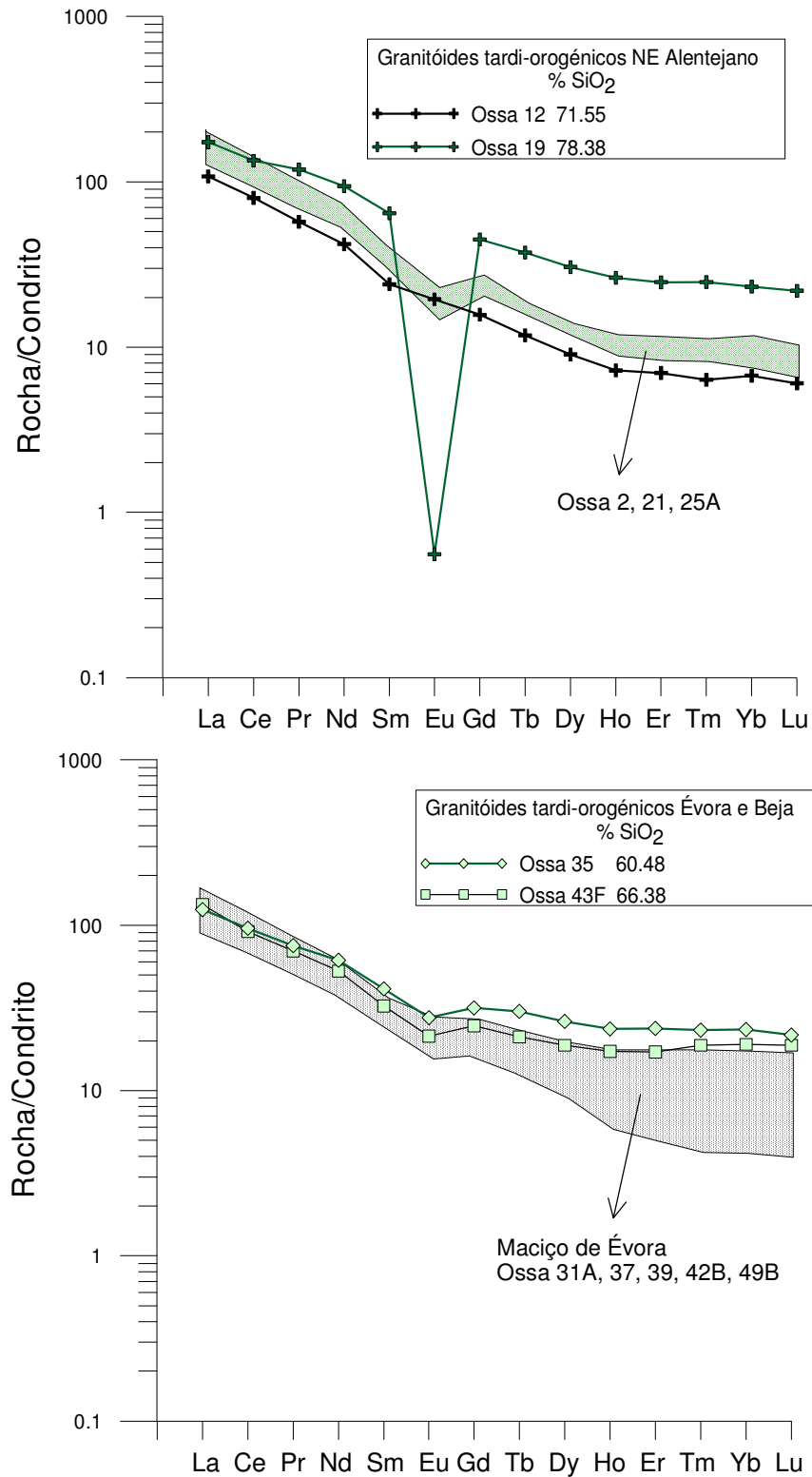


Figura 5.30: Padrões de Terras Raras para amostras representativas dos granitóides tardi-pós-tectónicos, normalizadas para a composição dos condritos de Evensen (1978).

Comparando as assinaturas dos diferentes maciços, verifica-se que as amostras de Beja apresentam as razões LILE/HFSE mais baixas. Como o maciço de Beja se localiza



junto à provável sutura varisca e é constituído, em grande parte, por rochas ígneas básicas, é natural que o quimismo dos magmas gerados neste ambiente registre uma contribuição mais significativa de material da cunha mantélica supra-subducção.

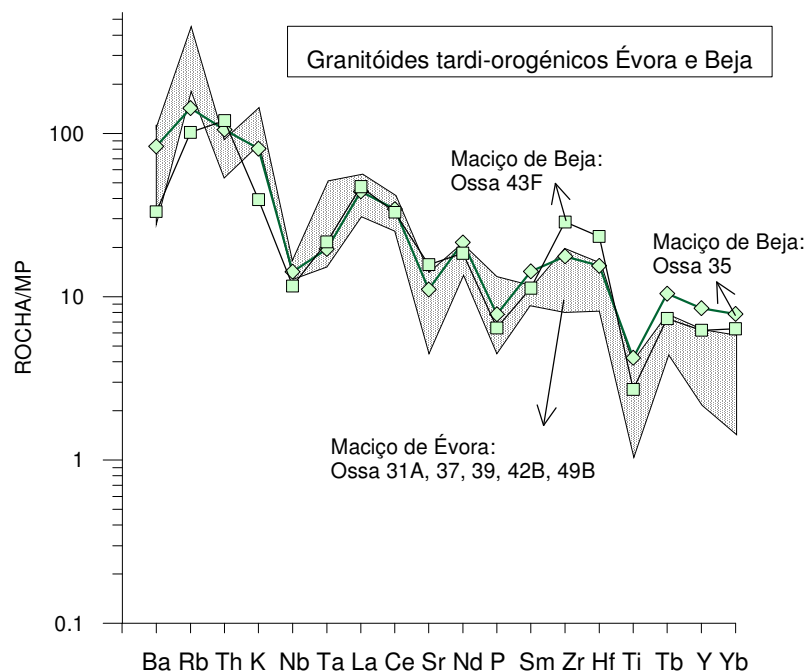
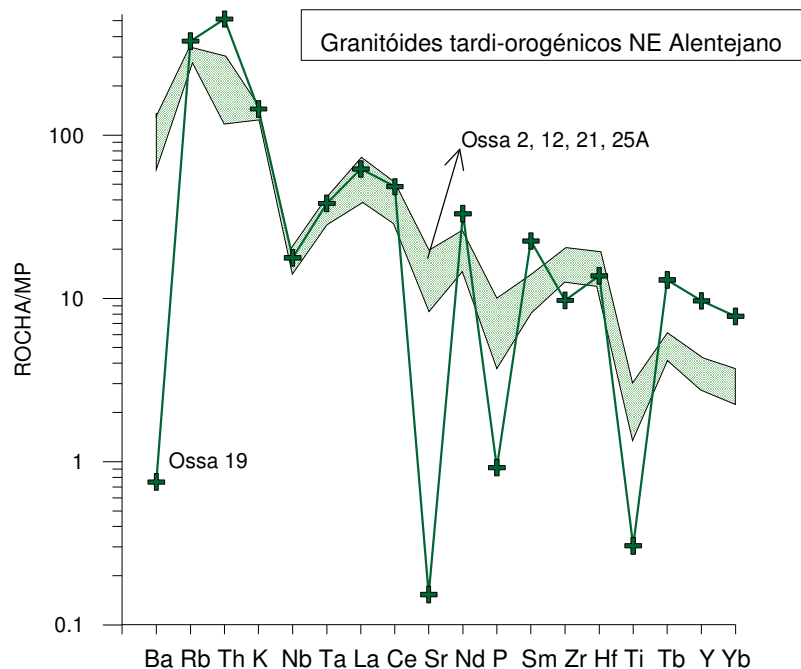


Figura 5.31: Diagrama multi-elementar para amostras representativas dos granitóides tardi-pós-tectónicos, normalizadas para valores do manto primitivo(Sun & McDonough, 1989).

#### 5.3.3.5 DIAGRAMAS DE DISCRIMINAÇÃO TECTÓNICA DE PEARCE *ET AL.* (1984)

Nos diagramas da figura 5.32, os granitóides tardi-pós-tectónicos projectam-se nos domínios VAG e Syn-COLG indicando que a sua génese ocorreu provavelmente numa etapa de transição entre o ambiente de arco magmático em margem continental activa e o ambiente de colisão continental.

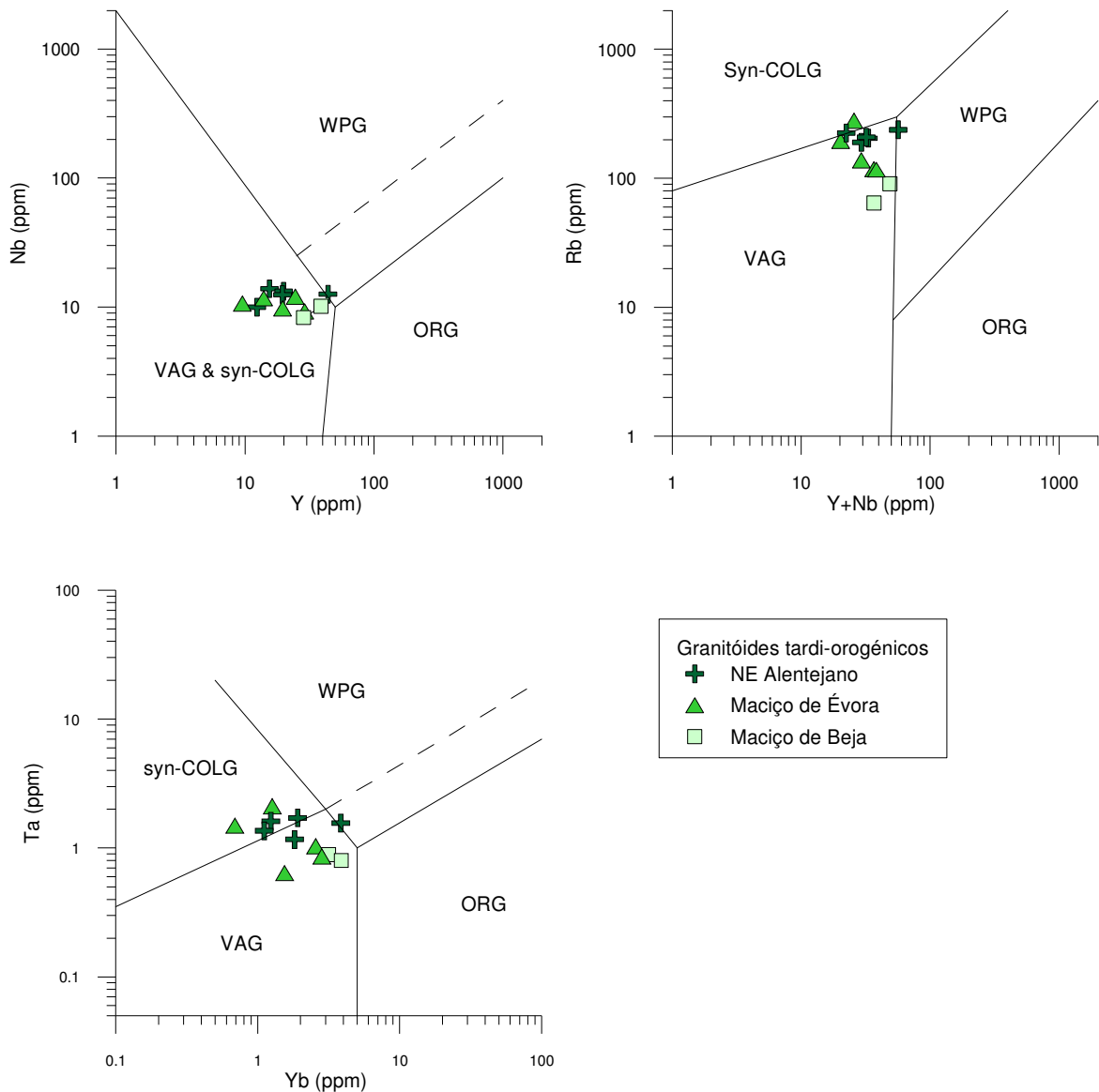


Figura 5.32: Diagramas de Pearce *et al.* (1984) para amostras representativas dos granitóides tardi-pós-tectónicos da Zona de Ossa Morena. VAG – granitóides de arco vulcânico; WPG – granitóides intra-placa; ORG – granitóides de crista média oceânica; syn-COLG – granitóides sin-colisionais.





## CAPÍTULO VI

### GEOLOGIA ISOTÓPICA E CONCLUSÕES FINAIS

A distinção entre os dois grandes grupos de granitóides variscos (sin-tectónicos e tardi-pós-tectónicos) baseia-se essencialmente em critérios tectono-estratigráficos, não havendo ainda dados geocronológicos suficientes para estabelecer com precisão os intervalos de idade correspondentes às diferentes fases de actividade magmática. De acordo com a compilação feita por Pinto (1984), a instalação dos granitóides variscos na ZOM estende-se entre cerca de 380 Ma e 260 Ma, embora o próprio autor reconheça que algumas das datações apresentadas sejam de interpretação polémica. Trabalhos posteriores sugerem idades compreendidas entre 350 e 320 Ma para os granitóides sin-tectónicos e inferiores a 305 Ma para os granitóides tardi-pós-tectónicos (Sanchez Carretero *et al.*, 1990; Casquet & Galindo, 2004; Moita *et al.*, 2005).

Neste capítulo, apresentam-se as idades Rb-Sr obtidas para três intrusões tardi-pós-cinemáticas e uma sincinemática. Além disso, usam-se as razões isotópicas  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  e  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  de todas as amostras estudadas anteriormente para tentar obter constrangimentos adicionais sobre a petrogénese e o enquadramento geodinâmico destas rochas.

#### 6.1 GEOCRONOLOGIA Rb-Sr

Devido ao reduzido número de amostras disponíveis para cada um dos corpos intrusivos estudados, a informação geocronológica apresentada neste trabalho baseia-se fundamentalmente em equilíbrios mineral - mineral e mineral - rocha total.

Com excepção da amostra Ossa 1, todas as análises isotópicas Rb-Sr (rocha total) foram realizadas no Centro de Pesquisas Geocronológicas da Universidade de São Paulo, Brasil. Na maioria dos casos, calcularam-se as razões  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  a partir das concentrações de Rb e de Sr obtidas por fluorescência de raios X. Em amostras com valores de Rb baixos ( $\text{Rb} < 60 \text{ ppm}$ ), os teores de Rb e de Sr foram determinados por espectrometria de massa usando o método de diluição isotópica.

Os concentrados de minerais (anfíbola, feldspato, micas) e a amostra Ossa 1 (rocha total) foram analisados por diluição isotópica no espectrómetro de massa VG Sector 54 do Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade de Aveiro. Para o cálculo das idades Rb-Sr recorreu-se ao programa ISOPLOT 3.00 de Ludwig (2003).

Apesar da vulnerabilidade do sistema Rb-Sr a perturbações tardias, os dados isotópicos obtidos em amostras sem sinais de alteração reflectem muitas vezes a idade de cristalização, podendo ser usados para efeitos de datação.

### 6.1.1 GRANITÓIDES SIN-TECTÓNICOS

#### 6.1.1.1 DIORITO - TONALITO DE SÃO MANÇOS (OSSA 34)

O diorito quártzico de São Manços (Ossa 34) faz parte do grupo dos granitóides sin-tectónicos do Maciço de Évora. As análises isotópicas obtidas em minerais e rocha total são apresentados na tabela 6.1.

Tabela 6.1- Dados isotópicos Rb - Sr em rocha-total e minerais (amostra Ossa 34).

Amostra	Rb	Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	Erro	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Erro
Rocha-total	52.1	257.2	0.586	0.017	0.710903	0.000011
Anfíbola	23.6	24.0	2.930	0.028	0.721240	0.000053
Feldspato	2.8	294	0.0272	0.0003	0.708246	0.000048
Biotite	303.3	12.78	72.58	0.93	1.29360	0.00012

No diagrama isocrónico Rb-Sr, os 4 pontos (Fsp – Anf – Bt - RT) definem uma errócrona de  $569 \pm 32$  Ma, com um MSWD de 2580, o que indica uma perturbação clara do sistema isotópico (Fig. 6.1.a). Excluindo a biotite, obtém-se uma “idade” de  $313 \pm 53$  Ma com um valor muito mais baixo de MSWD (13). Apesar desta “idade” ser geologicamente razoável, o erro e o MSWD que lhe estão associados são demasiado altos para permitir datar a intrusão do diorito quártzico com segurança.

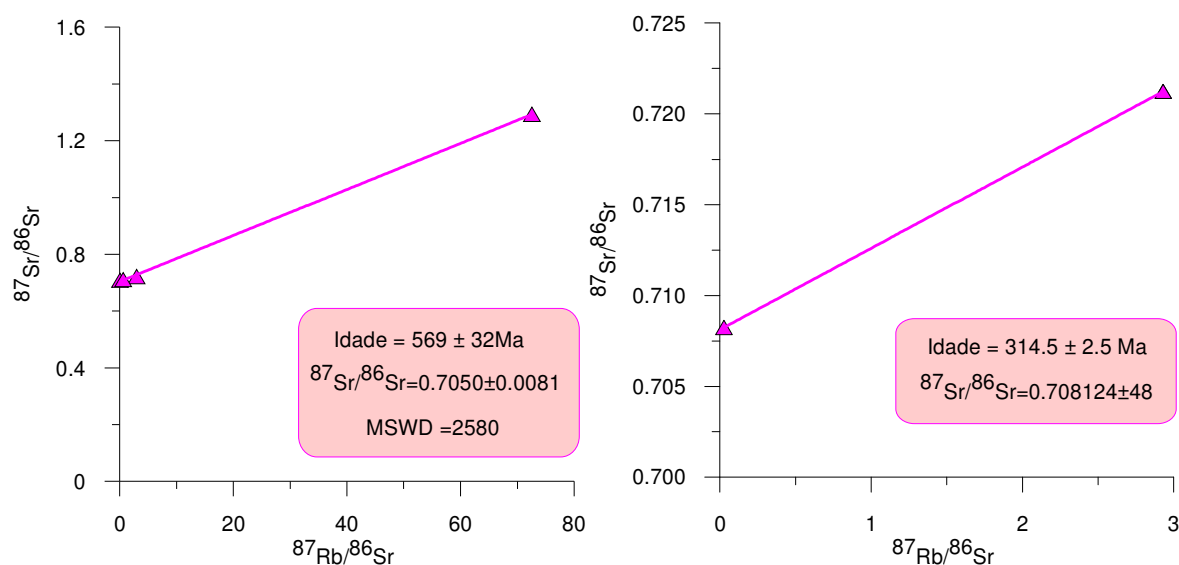


Figura 6.1: (a) Diagramas isocrónicos Rb-Sr: (a) Fsp – Anf – Bt – RT; (b) Fsp-Anf.

Tendo em conta que a biotite parece ter sido o mineral mais afectado por alteração tardia, é de esperar que as composições isotópicas dessa fase e, em menor escala, da rocha tenham sido modificadas. Por este motivo, optou-se por usar minerais menos susceptíveis à alteração, como é o caso do par Fsp – Anf, para o qual se obteve uma idade de  $314.5 \pm 2.5$  Ma, com uma razão inicial de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.708124 \pm 48$  (Fig. 6.1.b).

Embora este resultado tenha sido determinado só com dois pontos, ele é o que está mais próximo de reflectir a idade do magmatismo, mostrando que é possível recorrer a idades de pares de minerais para fins geocronológicos desde que sejam fundamentadas em argumentos petrográficos e geológicos.

## 6.1.2 GRANITÓIDES TARDI-PÓS-TECTÓNICOS

### 6.1.2.1 TONALITO DE FIGUEIRA DE BARROS (OSSA 25A).

A amostra Ossa 25A foi colhida numa intrusão tardi-pós-tectónica de tonalitos, com biotite e anfíbola, localizada no maciço do NE Alentejano. As análises isotópicas de rocha-total e minerais encontram-se na Tabela 6.2.

Tabela 6.2: Dados isotópicos Rb - Sr em rocha-total e minerais (amostra Ossa 25A).

Amostra	Rb	Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	Erro	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Erro
Rocha-total	212	458	1.341	0.038	0.711899	0.000009
Anfíbola	282	32.03	25.75	0.24	0.817889	0.000062
Feldspato	100	294	0.988	0.011	0.710286	0.000055
Biotite	694	21.22	98.6	1.3	1.135462	0.000091

Com base em todos estes dados, obteve-se uma isócrona interna de  $305.7 \pm 2.3$  Ma (Fig. 6.2), com uma razão inicial de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.706002 \pm 75$  e um valor de MSWD de 0.40 (Modelo 1, ISOPLOT). Tal idade parece datar a instalação do Maciço de Figueira de Barros, não havendo evidências de que o sistema isotópico tenha sofrido perturbações pós-magmáticas significativas.

Os pares Anf-Fsp e Bt-RT conduzem a valores idênticos, dentro da margem de erro ( $305.4 \pm 2.9$  Ma e  $306.0 \pm 3.9$  Ma, respectivamente), conferindo um maior grau de fiabilidade à idade obtida.

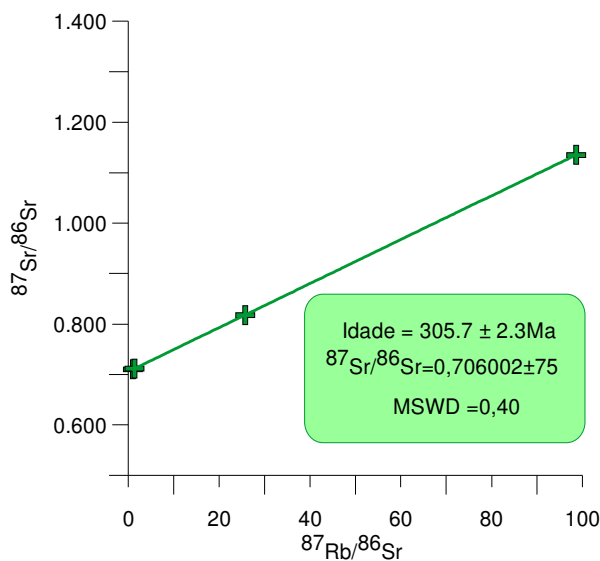


Figura 6.2: Diagrama isocrónico Rb-Sr para a amostra Ossa 25A, Fsp – Anf – Bt – RT.

#### 6.1.2.2 GRANITO DE NISA (OSSA 1).

O granito tardi-pós-tectónico de Nisa situa-se no limite setentrional do maciço do NE Alentejano e é composto por diferentes fácies (Ribeiro *et al.*, 1965). Datações prévias realizadas por Mendes (1967-1968), e recalculadas por Pinto (1984), apontam para um intervalo de idades compreendido entre 305 e 320 Ma para estes granitóides.

Na amostra Ossa 1, a associação RT – Bt - Ms define uma isócrona interna de  $285.4 \pm 2.6$  Ma, com uma razão inicial de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.77652 \pm 50$  e um valor de MSWD de 0.20 (Modelo 1, ISOPLOT) (Fig. 6.3).

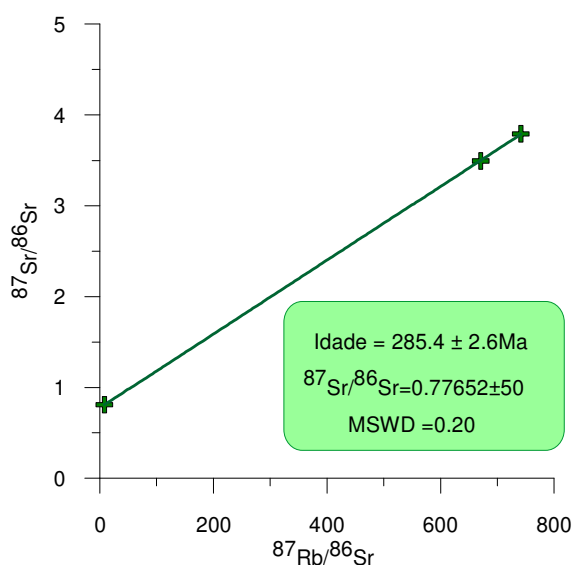


Figura 6.3: Diagrama isocrónico Rb-Sr, RT – Bt - Ms (Ossa 1).



Tabela 6.3: Dados isotópicos Rb - Sr em rocha-total e minerais (amostra Ossa 1).

Amostra	Rb	Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	Erro	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Erro
Rocha-total	112.1	41.3	7.94	0.10	0.808754	0.000055
Biotite	1218	6.19	741.5	9.5	3.79370	0.00025
Moscovite	870.0	4.78	670.9	8.6	3.49520	0.00035

Apesar de não se poder excluir a possibilidade de ter ocorrido algum reequilíbrio isotópico tardio, a idade obtida não deverá estar muito afastada da idade da intrusão. Com efeito, as relações estruturais mostram que a instalação deste corpo está relacionada com os últimos estádios da orogenia varisca (Fernandes *et al.*, 1973).

#### 6.1.2.3 GRANODIORITO DE REGUENGOS (OSSA 32B).

Na amostra 32B, pertencente ao Granodiorito de Reguengos (Maciço de Évora) 32B), determinaram-se as composições isotópicas de rocha-total, biotite, anfíbola e feldspato (Tabela 6.4).

Tabela 6.4: Dados isotópicos Rb - Sr em rocha-total e minerais (amostra Ossa 32B).

Amostra	Rb	Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	Erro	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Erro
Rocha-total	118	145	2.357	0.067	0.719830	0.000045
Biotite	507	6.37	252.5	3.2	1.69113	0.00012
Feldspato	43.3	66.1	1.898	0.021	0.715696	0.000054
Anfíbola	205	13.57	44.51	0.42	0.896109	0.000068

Os quatro pontos definem uma errócrona de  $273 \pm 14$  Ma ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{inicial}} = 0.714 \pm 0.022$ ; MSWD = 165), reflectindo uma forte perturbação do sistema Rb-Sr (Fig. 6.4.a). Como é habitual, esse fenómeno terá afectado sobretudo os valores da biotite, os quais acabam por exercer uma influência determinante na errócrona calculada anteriormente.

Assim, à semelhança do procedimento adoptado com a amostra Ossa 34, utilizou-se o par feldspato – anfíbola para determinar a idade (Fig. 6.4.b). O resultado obtido ( $297.5 \pm 2.9$  Ma) representa provavelmente o episódio de cristalização magmática.

A informação geocronológica publicada forneceu idades Rb-Sr de 372 Ma (rocha-total) e de 340 Ma (biotite) para este corpo intrusivo (Mendes, 1967-68; Pinto, 1984). No entanto, Carvalhosa (1983) considera que o granodiorito de Reguengos tem carácter tardi-cinemático, o que estará mais de acordo com a datação agora apresentada.

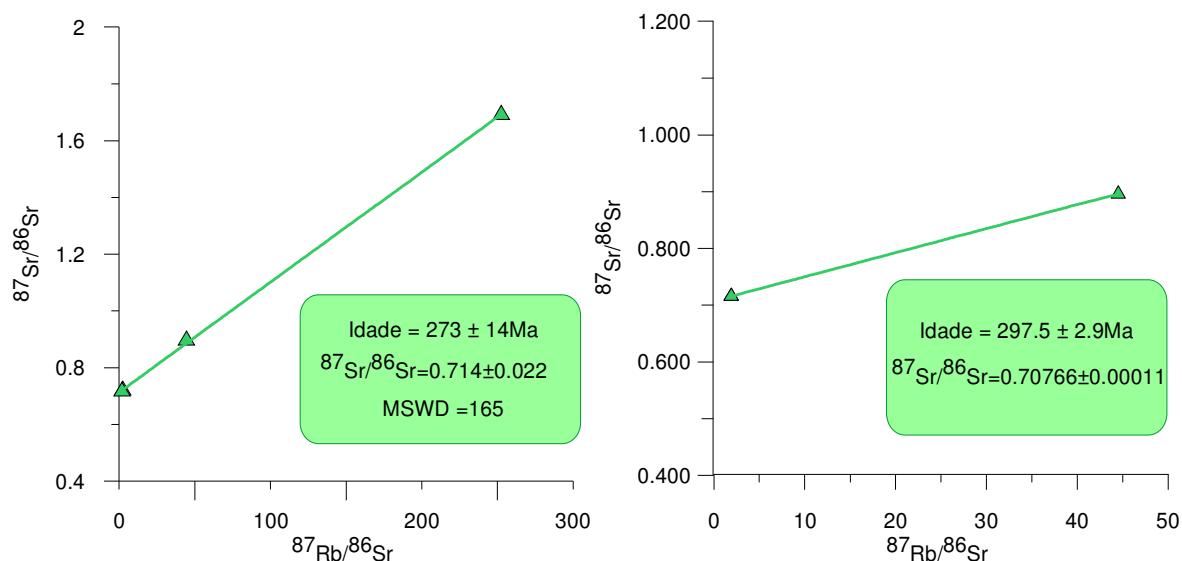


Figura 6.4: Diagrama isocrónico Rb-Sr: (a) RT – Bt – Fsp – Anf; (b) Fsp-Anf.

## 6.2 GEOQUÍMICA ISOTÓPICA

Segundo a bibliografia mais recente, o plutonismo granítico varisco da ZOM terá ocorrido entre os 350 e os 320 Ma para os granitóides sin-tectónicos e posteriormente aos 305 Ma para os granitóides tardi-pós-tectónicos (Sanchez Carretero *et al.*, 1990; Casquet & Galindo, 2004; Moita *et al.*, 2005).

Tendo em conta o intervalo de idades referido, seleccionaram-se as idades 330 Ma e 300 Ma para calcular as razões isotópicas  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  e  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  iniciais das amostras de granitóides sin- e tardi-pós-cinemáticos, respectivamente. Na Figura 6.5, mostram-se as composições isotópicas dos dois grupos, expressas em termos de valores de  $\epsilon\text{Sr}$  e de  $\epsilon\text{Nd}$ .

Em ambos os casos, verifica-se que a maioria das amostras apresenta valores de  $\epsilon\text{Sr}$  inferiores a 90 e de  $\epsilon\text{Nd}$  entre -3 e -8, projectando-se no quadrante inferior direito do diagrama, não muito afastadas do “Mantle Array”. As baixas proporções de Sr radiogénico no conjunto das amostras analisadas levam a excluir uma contribuição significativa de protólitos da crosta superior na sua petrogénese. Por outro lado, os valores fortemente negativos de  $\epsilon\text{Nd}$  observados nas amostras Ossa 25A, Ossa 34 e Ossa 39 ( $\epsilon\text{Nd} = -12$  a  $-15$ ) sugerem que a participação de um componente félsico provindo de fontes infracrustais com longos tempos de residência ( $\epsilon\text{Nd} < -5$ ).

Assim, no geral, as assinaturas isotópicas dos granitóides variscos confirmam a filiação de tipo-I inferida no capítulo anterior e parecem indiciar a ocorrência de processos de mistura, envolvendo fusão parcial de rochas máficas e félsicas da crosta inferior, ou

hibridização entre estes magmas e líquidos derivados do manto. A existência de litologias gabróicas espacial e temporalmente associadas a intrusões granitóides é mais compatível com a segunda hipótese.

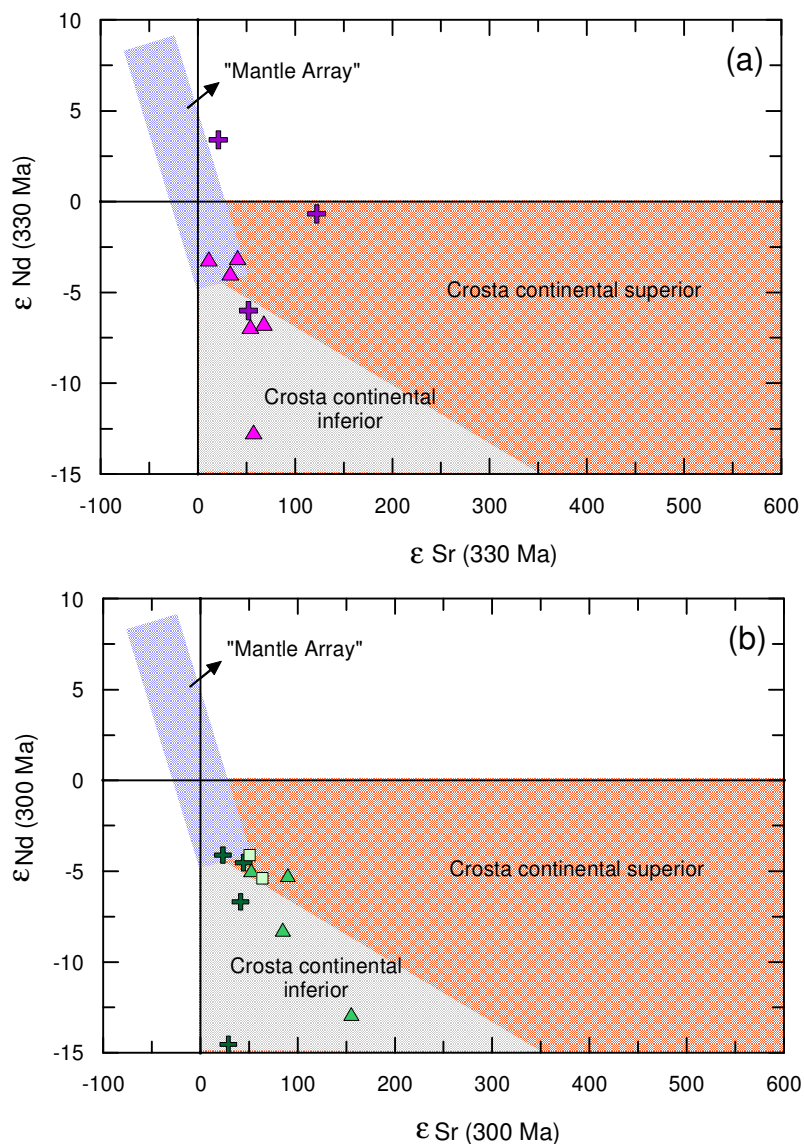


Figura 6.5: Diagrama de correlação isotópica para os granitóides variscos da ZOM: (a) sin-tectónicos e (b) tardi-pós-tectónicos.

### 6.3 IDADES MODELO

Os dados isotópicos de Nd são muitas vezes usados para determinar idades médias de diferenciação crosta-manto (Faure, 1986; Dickin, 1995). Assumindo um modelo de extracção da crosta a partir de manto empobrecido (DePaolo, 1981), calcularam-se as idades-modelo ( $T_{DM}$ ) das diferentes amostras, recorrendo ao programa

ISOPLOT. Da observação da Tabela 6.5 e da Figura 6.6, ressaltam os seguintes aspectos:

- (a) a maioria dos granitóides sin- e tardi-pós-tectónicos têm idades-modelo compreendidas entre 1.2 e 1.8 Ga, o que está de acordo com os intervalos encontrados noutros sectores da cadeia varisca europeia (e.g. Downes & Duthou, 1988; Beetsma, 1995);
- (b) os valores mais antigos ( $T_{DM} = 2.2 - 2.8$  Ga), registados nas amostras Ossa 25A, Ossa 34 e Ossa 39, parecem apontar para uma forte contribuição de protólitos da crosta inferior com elevados tempos de residência (crosta arcaica?);
- (c) a idade modelo da amostra Ossa 17A ( $T_{DM} \approx 0.9$  Ga) é consistente com a sua natureza gabróica e pode ser atribuída à contaminação de magmas básicos por materiais da crosta continental ou à extracção dos fundidos máficos de um reservatório mantélico pouco empobrecido ( $\epsilon Nd \approx 3.5$ ).

A origem mista dos granitóides variscos da ZOM sugere que as idades-modelo obtidas para a maior parte das amostras ( $T_{DM}=1.2 - 1.8$  Ga) resultem da interacção de magmas básicos de origem mantélica ( $T_{DM}$  pequeno) com líquidos de anatexia crustal ( $T_{DM}$  alto), não devendo portanto ser interpretadas como verdadeiras idades de eventos de crescimento crustal.

Tabela 6.5: Idades modelo das amostras de granitóides sin e tardi-pós orogénicos da ZOM.

Granitóides sin-tectónicos		Granitóides tardi-pós-tectónicos	
Amostra	$T_{DM}$ (Ma)	Amostra	$T_{DM}$ (Ma)
Ossa 6C	1034	Ossa 2	1286
Ossa 17A	937	Ossa 12	1348
Ossa 20	1702	Ossa 19	1363
Ossa 26	1670	Ossa 21	1349
Ossa 29	1810	Ossa 25A	2833
Ossa 34	2594	Ossa 31A	1584
Ossa 40	1543	Ossa 35	1425
Ossa 46	1365	Ossa 37	1284
Ossa 50A	1230	Ossa 39	2227
		Ossa 43F	1381
		Ossa 49B	1555

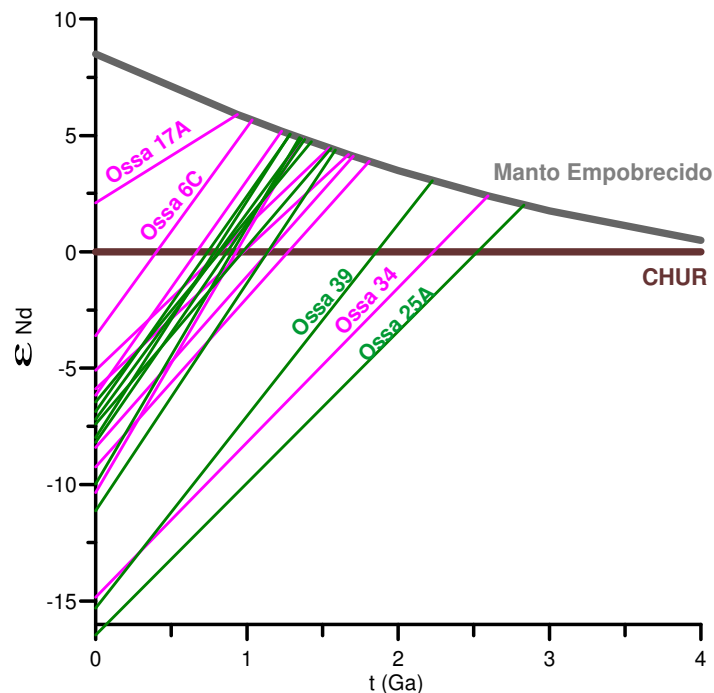


Figura 6.6: Diagrama  $\epsilon_{Nd}$  vs tempo geológico.

## 6.4 CONCLUSÕES FINAIS

Ao longo deste trabalho, foram estudadas amostras de granitóides da Zona de Ossa Morena, os quais são habitualmente divididos em três grupos, de acordo com sua posição cronológica relativamente aos principais episódios de deformação varisca: pré-variscos, sin-tectónicos e tardi-pós-tectónicos.

O primeiro conjunto é o que tem mais reduzida expressão cartográfica e, neste estudo, correspondeu também àquele para o qual se dispôs de menor número de amostras, colhidas somente nas zonas de Portalegre e Alcáçovas, em afloramentos de ortognaisses. Os dados petrográficos e geoquímicos permitiram verificar que estas rochas derivam de protólitos ígneos muito diferenciados, de composição granítica.

Os ortognaisses de Portalegre apresentam fortes semelhanças geoquímicas entre si, sugerindo que sejam cogenéticos. Em termos macroelementares, são notórios os elevados valores de A/CNK, evidenciando um carácter claramente peraluminoso. Esta assinatura geoquímica apontaria para uma fonte metassedimentar (tipo-S) para estas rochas, mas a sua natureza extremamente diferenciada (valores de  $\text{SiO}_2 \sim 76\%$ ; composições oligoelementares com baixos teores de lantanídeos e profundas anomalias negativas de Ba, Sr, Eu e Ti) não permite definir a sua linhagem magmática, pelo que não

são de excluir outras hipóteses para fonte(s) de magma(s) primitivo(s) do evento ígneo ante-varisco de Portalegre.

Os dados geoquímicos macroelementares relativos ao ortognaisse de Alcáçovas revelam um carácter fracamente peraluminoso e uma localização no diagrama A-B compatível com a sua integração numa sequência alumino-cafémica (tipo-I). Quanto à geoquímica oligoelementar, regista-se enriquecimento dos LILE relativamente aos HFSE e anomalias negativas de Nb-Ta, Sr, P e Ti, o que se assemelha à assinatura dos granitóides de tipo-I de margem continental activa. Este conjunto de evidências permite colocar a hipótese de os protólitos dos ortognaisses de Alcáçovas se relacionarem com um processo orogénico ante-varisco (cadomiano?).

Os granitóides sin-tectónicos estão representados predominantemente por litologias tonalíticas e granodioríticas, as quais estão associadas a ocorrências, também significativas, quer de gabros e dioritos, quer de granitos, constituindo uma associação típica de cinturões orogénicos relacionadas com processos de subducção de litosfera oceânica sob margem continental.

A existência de uma grande coerência das tendências observadas nos diagramas habitualmente utilizados para classificação química e para o estudo de processos de diferenciação magmática sugere uma forte afinidade entre os granitóides sin-tectónicos estudados, o que permite incluí-los numa única série magmática. Os dados macroelementares mostram que estas rochas têm predominantemente composições metaluminosas e que se projectam nos campos das associações cafémicas ou alumino-cafémicas, no diagrama A-B, e das sequências calco-alcalinas, no diagrama AFM.

As concentrações normalizadas de elementos vestigiais revelam razões LILE/HFSE altas e anomalias negativas de Nb e Ta nítidas. Adicionalmente, com a utilização de diagramas de discriminação tectónica, verifica-se que as amostras de rochas sintectónicas se projectam nos campos dos VAG.

Assim, no seu conjunto, os dados geoquímicos apontam para uma filiação de tipo-I para estes granitóides, bem como para sua provável relação com um ambiente geodinâmico de margem continental activa.

Numa amostra do corpo intrusivo sin-tectónico de S. Manços, utilizou-se o método de datação Rb-Sr, verificando-se que o par Fsp – Anf regista uma idade de 315 Ma, a qual é interpretada como reflectindo o processo de cristalização magmática. Esta datação não se afasta muito do limite mínimo do intervalo 350 Ma - 320 Ma, referido, em trabalhos prévios, como o das idades típicas dos granitóides sin-tectónicos. O resultado agora

obtido sugere que algumas destas intrusões sejam um pouco mais recentes do que o habitualmente considerado para o plutonismo sin-tectónico da ZOM.

Os granitóides tardi-pós-tectónicos apresentam um leque composicional em que ainda há um peso dominante das litologias tonalíticas e granodioríticas, mas, em comparação com os sin-tectónicos, com um aumento da importância das rochas mais ácidas e diminuição da representação das mais básicas.

No que respeita à razão A/CNK, observa-se, em geral, uma variação desde composições metaluminosas, nos termos mais básicos, até fracamente peraluminosas, em composições graníticas. Das amostras analisadas, só uma mostrou ser fortemente peraluminosa.

O comportamento dos elementos maiores revela existirem padrões consistentes de variação geoquímica, típicos de associações que podem ser classificadas como alumino-cafélicas (diagrama A-B) ou calco-alcalinas (diagrama AFM). Este tipo de assinatura também é evidenciada pelos diagramas multielementares normalizados, através das elevadas razões LILE/HFSE e da presença de depressões no Nb e no Ta.

Assim, os granitóides tardi-pós-tectónicos têm, tal como os sintectónicos, uma filiação de tipo-I. Contudo, testemunham também, com o seu maior enriquecimento em  $K_2O$ , uma mais forte influência crustal.

A informação geoquímica parece, pois, apontar para que estas rochas representem uma etapa de transição entre os ambientes de margem continental activa e de colisão continental. Esta conclusão é reforçada pelo facto de, nos diagramas de discriminação de ambientes tectónicos, as composições das intrusões tardi-pós-cinemáticas se distribuírem não só nos campos dos VAG, mas também nos dos Syn-COLG.

Para os corpos intrusivos de Figueira de Barros, Reguengos e Nisa, a aplicação do método Rb-Sr forneceu idades RT-Minerais ou Mineral-Mineral de 306Ma, 298Ma e 285Ma, respectivamente. As datações obtidas estão acordo com o intervalo de idades obtidas, em trabalhos anteriores, para os granitóides tardi-pós-tectónicos.

As composições isotópicas de Sr e Nd dos granitóides variscos sintectónicos e tardi-pós-tectónicos, quando calculadas para as idades prováveis de intrusão, estão em grande parte sobrepostas. A maioria das amostras projecta-se no quadrante inferior direito do diagrama  $\epsilon Nd - \epsilon Sr$ , em posições próximas do “Mantle Array”, mas algumas destacam-se com valores fortemente negativos de  $\epsilon Nd$ . Estes dados confirmam a filiação de tipo-I inferida anteriormente e, além disso, indiciam a ocorrência de processos de

mistura, envolvendo provavelmente hibridização entre magmas mantélicos e fundidos de origem infracrustal.

Tendo isto em atenção, as idades-modelo obtidas ( $T_{DM}=1.2 - 1.8$  Ga, para a maior parte das amostras) não devem ser interpretadas como verdadeiras idades de eventos de crescimento crustal, mas sim como valores resultantes da interacção de líquidos básicos extraídos do manto ( $T_{DM}$  pequeno) com líquidos gerados por anatexia crustal ( $T_{DM}$  alto).

Como síntese muito geral, pode afirmar-se que os dados, de índole petrográfica, geoquímica e isotópica, obtidos neste trabalho, se integram num conjunto amplo de evidências que apontam para que a Zona de Ossa-Morena tenha evoluído, ao longo do Devónico superior e do Carbónico, como uma margem continental activa, condicionada pelo funcionamento duma zona de subducção, no seu bordo meridional, e pela ocorrência de subsequente colisão continental.





## **CAPÍTULO VII**

### **APLICAÇÃO DIDÁCTICA**

No mundo científico e tecnológico em que vivemos, um dos aspectos de maior interesse reside no despertar da consciência ecológica e, conseqüentemente, na (re)descoberta da importância das Ciências da Terra. Depois da Biologia, parece então que a Geologia se prepara para entrar em cena. Mas que Geologia? O novo paradigma da Tectónica de Placas conseguiu congrega uma tal diversidade de investigadores que o (re)agrupamento das numerosas disciplinas e subdisciplinas geológicas entretanto individualizadas, se tem vindo a processar sob a designação mais consensual de Ciências da Terra ou Geociências (Andrade, 2001). Assim se torna pertinente a abordagem das Ciências da Terra usando novas estratégias de ensino-aprendizagem que reflectam a junção de esforços de investigadores das mais variadas áreas.

É ainda relevante que, desta forma, se contribua para que os alunos compreendam que a Geologia não é de todo um ramo da ciência “morto” e sem relevância, tendo um papel relevante na vida das sociedades modernas, nomeadamente em áreas como os riscos geológicos, a gestão dos recursos geológicos, o ordenamento do território, a educação ambiental...

A aproximação da Geologia ao cidadão poderia ser conseguida através de aplicações virtuais, as quais se bem estruturadas, podem ser um recurso importante e acessível para o cidadão comum que pretende saber um pouco mais sobre a geologia (Hurst, 1998). Este aspecto é ainda mais relevante pelo facto de a bibliografia sobre os temas em questão não ser de acesso fácil fora dos meios académicos, encontrando-se dispersa e escrita numa linguagem técnico-científica incompreensível para os não especialistas.

O fraco empenho dos especialistas nacionais na publicação de textos para fins educativos em Geologia terá, certamente, as suas razões. No entanto, esta atitude justifica também a quase ausência de aplicações informáticas educativas de distribuição por Internet e/ou CD-ROM. Se assumirmos que os documentos electrónicos devem estar ao mesmo nível dos publicados pelos meios tradicionais, então urge mobilizar os geólogos(as) para a enorme tarefa que os parece desinteressar (Brilha, 2000). Apesar de em Portugal se estar a iniciar o trabalho neste domínio, estes recursos já existem em vários países, como é o caso do Reino Unido e dos Estados Unidos, onde são utilizados no ensino, especialmente a nível universitário.

No entanto, a eficácia das novas tecnologias na Educação está também dependente da existência de software, aplicações ou conteúdos destinados à população Escolar, que promovam a autonomia e proporcionem aos jovens a gestão das suas próprias aprendizagens. Gallego e Alonso (1995) consideram que as aplicações multimédia são actualmente um dos meios de ensino de maior qualidade, pois melhoram a retenção de núcleos de informação graças à interacção e à combinação de imagens, gráficos, textos e simulações, aumentando a motivação e o gosto por aprender.

Em Portugal, os recursos multimédia que podem ser utilizados no processo de ensino-aprendizagem são exíguos. A maior parte estão em inglês, o que dificulta a sua utilização pelos alunos mais jovens ou por aqueles que não dominam essa língua. Os produtos que existem em português são muitas vezes traduções e nem sempre se adaptam às necessidades dos alunos, tanto a nível de linguagem como a nível de conteúdos.

Aliada às limitações informáticas existe outra de tão ou maior relevância: a quase total inexistência de microscópios petrográficos nas escolas portuguesas dos ensinos básico e secundário, que fazem com que os alunos destes graus de ensino se vejam privados do contacto com uma das técnicas básicas de observação e caracterização dos materiais geológicos. Para colmatar esta lacuna é ainda possível adicionar imagens relativas a lâminas delgadas, que poderão complementar as observações petrográficas reais em platina rotativa com nicóis paralelos e com nicóis cruzados, disponibilizando ainda informações complementares sobre os minerais observados.

Tendo consciência das dificuldades que se apresentam a um professor que pretende implementar uma estratégia de ensino-aprendizagem sobre a temática do Tempo Geológico, a presente proposta de trabalho pretende ser um contributo para minorar ou ultrapassar algumas dessas dificuldades ao:

- a) Apresentar um estudo de uma área considerada de interesse geológico procedendo-se à caracterização petrográfica, geoquímica e isotópica de diferentes intrusões graníticas da Zona de Ossa Morena, com vista a contribuir para um melhor conhecimento do plutonismo varisco e pré-varisco neste sector do Maciço Ibérico;
- b) Apresentar uma proposta de materiais didácticos para alunos e docentes de Biologia e Geologia do 10ºano, tema I-A *Geologia, os geólogos e os seus métodos*- do novo programa de Geologia do 10º ano, proposto pelo Ministério da Educação em Maio de 2000, tendo como preocupação fundamental a exploração do conceito de tempo geológico.

Deste modo, pretende-se que qualquer professor do Ensino Básico e/ou Secundário possa adquirir conhecimentos relativos à região estudada e, utilizando os materiais concebidos ou elaborando os seus próprios materiais possa, sem receios, proporcionar aos seus alunos uma estratégia de aprendizagem alternativa.

Com a aplicação didáctica sugerida os professores poderão auxiliar os seus alunos a interpretar os fenómenos naturais a partir de modelos progressivamente mais próximos dos aceites pela comunidade científica; a aplicar os conhecimentos adquiridos em novos contextos e a novos problemas; e a melhorar as suas capacidades de comunicação escrita e oral, utilizando suportes diversos, nomeadamente as T.I.C.

Só com casos concretos de estudo em Geologia poderemos contribuir para que seja possível aos demais compreender os princípios básicos do raciocínio geológico, interpretar alguns fenómenos naturais com base no conhecimento geológico e reconhecer as interações que a Geologia estabelece com outras ciências.

Será então urgente mostrar que um professor de Biologia e Geologia pode, e deve, compreender conceitos básicos como o que é a própria Geologia, como trabalham os geólogos e quais os seus métodos de trabalho, e da verdadeira relevância e magia que rodeia esta área. Só cativando os professores de Biologia e Geologia poderemos chegar verdadeiramente aos alunos e, talvez deste modo, colmatar as suas limitações e superar a sua desmotivação nesta área.

Ao longo do presente trabalho houve um cuidado acrescido relativamente à abordagem dos conceitos que serviram de suporte a toda a investigação, o que culminou com a elaboração de um capítulo de estudo às rochas graníticas (Capítulo III), o qual servirá de base teórica ao professor. Posteriormente à preparação científica da temática em estudo, este poderá recorrer à aplicação informática que aqui se apresenta, para a planificação das suas aulas.

Quando se leccionam disciplinas de Geologia ou unidades com esta relacionadas, tem-se notado uma sobrevalorização das análises descritivas, sobretudo baseadas no estudo de amostras de mão deslocadas, e consequentemente fora do seu contexto geodinâmico e sem qualquer preocupação com a compreensão dos fenómenos que lhes deram origem. E mesmo quando esse cuidado surge, o que se passa em grande parte dos casos é que, são as rochas sedimentares as grandes “privilegiadas”, as eleitas por excelência como capazes de nos fornecer dados sobre a História da Terra. Como se tal não bastasse também quando se faz referência a essa temática, esta surge-nos como algo de tal modo abstracto e distanciado da realidade que grande parte dos nossos alunos acaba por memorizar termos como: Pangea, placas litosféricas, entre outros, sem

compreenderem verdadeiramente os fenómenos e muito menos sem pensarem que o nosso próprio território possa ter estado envolvido neste processo.

Slide	Temática abordada
1	Estruturas ígneas- relação entre o vulcanismo e a actividade ígnea intrusiva
2	Lançamento das questões principais que guiam o trabalho
3	A Amostragem
4	Preparação das amostras para o estudo petrográfico
5	Estudo petrográfico
6	Preparação das amostras para análises laboratoriais
7	Interpretação das análises químicas
8	Os isótopos radiogénicos em Geocronologia- a Tabela Periódica dos Elementos
9	A estrutura atómica e o conceito de isótopo
10	Isótopo pai- isótopo filho
11	Conceito de decaimento radioactivo e de tempo de meia-vida
12	Principais métodos de datação
13	Pressupostos da datação isotópica
14	Isócronas e determinação de idades: um caso concreto
15	A assinatura geoquímica e a proveniência das rochas ígneas (fonte)
16	Ambiente geotectónicos de génese de rochas ígneas
17	Ambientes geotectónicos: um caso concreto
18	A escala do tempo geológico
19	Geocronologia dos primeiros vestígios de vida na Terra.

Tabela 7.1- Sequência de slides da aplicação didáctica “As rochas e o tempo”.

Assim propõe-se um trabalho que, por valorize sobretudo as rochas magmáticas, como testemunhos imprescindíveis para o conhecimento da História da Terra, e em especial as existentes no Maciço Ibérico, particularmente as da Zona de Ossa Morena. Foi assim elaborado um conjunto de dezoito slides intitulado “As rochas e o tempo”, onde é proposto ao aluno que faça uma viagem no tempo, a partir de uma determinada amostra de uma rocha ígnea plutónica, percorrendo os principais passos dados pelos geólogos, com vista a responder a quatro questões principais:

- ✗ Que idade tem o afloramento ao qual pertence a amostra?
- ✗ Qual foi o ambiente geotectónico em que se formou?

- ✖ Qual foi a fonte (crustal ou mantélica) que esteve na sua origem?
- ✖ Em período do Tempo geológico se formou?

Julgamos que o material aqui disponibilizado pode constituir uma ferramenta adicional também para outros níveis de escolaridade, nomeadamente para o 11º ano, na abordagem da unidade do novo programa de Biologia e Geologia: *Processos e materiais geológicos importantes em ambientes terrestres- Magmatismo e rochas magmáticas*, quer até, numa versão mais simplificada, para o próprio 7ºano de escolaridade, na abordagem da unidade *História da Terra*.

Uma importante característica da Educação em Ciências da Terra, e que é de toda a relevância e pertinência para o estudo proposto, é a sua capacidade para conduzir o ensino formal em vários ambientes de aprendizagem: a sala de aula, o laboratório, as saídas (no campo, em museus, nas indústrias) e o computador. De referir que este último poderá permitir ao professor conduzir os alunos a todos os restantes, dando-lhes a conhecer o ambiente que os rodeia sem os constantes constrangimentos que o currículo formal e a burocracia que o suporta impõem. Deste modo julga-se estarem ao nosso dispor novas ferramentas que, se cuidadosamente equacionadas, podem libertar-nos das 4 paredes permitindo-nos voar mais alto e ir assim ao encontro do que o aluno realmente necessita, do que o interessa, do que o motiva, numa perspectiva de ensino contextualizado e de uma escola inserido num ambiente que podemos “ trazer “ para a sala de aula.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Ábalos, B., Gil-Ibarguchi, J.I. & Eguiluz, L. (1991). Cadomian subduction / collision and Variscan transpression in the Badajoz-Córdoba shear belt, southwest Spain. *Tectonophysics*, 199: 51-72.
- Ábalos, B., Carreras, J., Druguet, E., Escuder Viruete, J., Gómez Pugnaire, M.T., Lorenzo Alvarez, S., Quesada, C., Rodríguez Fernández, L.R. & Gil-Ibarguchi, J.I. (2002). Variscan and pre-variscan tectonics. In: Gibbons, W. & Moreno, T. (Eds). *The Geology of Spain*. Geol. Soc. London, London, 155-183.
- Andrade, A.A.S. (1974). Sur l'âge des orthogneisses d'Alcáçovas (Alentejo) et des filons (basiques et acides) qui les recoupent. *Memórias e Notícias*, Publ. Mus. Lab. Mineral. Geol. Univ. Coimbra, 78: 29-36.
- Andrade, A.A.S. (1983). *Contribution à l'Analyse de la Suture Hercynienne de Beja (Portugal), Perspectives Métalogéniques*. Tese de Doutoramento, INPL, Nancy, 137 pp.
- Andrade, A.A.S. (1984). Sobre a originalidade (ou talvez não) do Maciço de Beja no Sudoeste Peninsular. *Memórias e Notícias*, Publ. Mus. Lab. Mineral. Geol. Univ. Coimbra, 97: 115-132.
- Andrade, A.A.S. (2001). Questões-Problemas do quotidiano- Contributos para uma abordagem global no currículo de Geociência. In: Frodeman, R., Lillo, J., Mayer, V., Orion, N., Thompson, D., Andrade, A., Marques, L. Praia, J., Trindade, V. (2001). *Geociências nos currículos dos ensinos básico e secundário*. Universidade de Aveiro, 115-283.
- Apalategui, O., Eguiluz, L. & Quesada, C. (1990). Ossa-Morena Zone: structure. In: Dallmeyer, R.D., Martínez García, E. (Eds). *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer, Berlin Heidelberg, 280-291.
- Araújo, A. (1995). *Estrutura de uma Geotransversal entre Brinches e Mourão (Zona de Ossa-Morena: Implicações na Evolução geodinâmica da Margem Sudoeste do Terreno Autóctone Ibérico)*. Tese de Doutoramento, Universidade de Évora.
- Arth, J.G. (1976). Behaviour of trace elements during magmatic processes – a summary of theoretical models and their applications. *J. Res. U.S. Geol. Surv.*, 4, 41-47.
- Azor, A. (2004). Zona de Ossa Morena. In: Vera, J.A. (Ed). *Geología de España*. Soc. Geol. España; IGME, Madrid, 165.
- Azor, A., Expósito, I., González Lodeiro, F., Simancas, J.F. & Martínez Poyatos, D. (2004). Propuesta de un modelo evolutivo para la Zona de Ossa Morena. In: Vera, J.A. (Ed). *Geología de España*. Soc. Geol. España; IGME, Madrid, 188-189.

- Baker, P.E. (1982). Evolution and classification of orogenic volcanic rocks. *In*: Thorpe, R.S. (Ed). *Andesites*. John Wiley & Sons, Chichester, 11-23.
- Beetsma, J.J. (1995). *The Late Proterozoic/Paleozoic and Hercynian Crustal Evolution of the Iberian Massif, N Portugal*. Ph.D. Thesis, Vrije University, Netherlands, 223 pp
- Best, M.G. & Christiansen, E.H. (2001). *Igneous Petrology*. Blackwell Science, Oxford, 458 pp.
- Blatt, H. & Tracy, R. (1997). *Petrology - Igneous, Sedimentary and Metamorphic*. W.H. Freeman and Company, New York.
- Brilha J.B.R., Pereira R.M.I. & Dias G. (2000) .*Percursos virtuais do Parque Nacional da Peneda-Gerês (NW Portugal) - um contributo para o Ensino das Ciências da Terra I Seminário sobre Utilização das Tecnologias da Informação e Comunicação em Geologia - volume IV*. Universidade do Minho, Braga.
- Brown, M. (1991) Comparative geochemical interpretation of Permian-Triassic plutonic complexes of the Coastal Range and Altiplano (25° 30' to 26° 30' S), northern Chile. *Geol. Soc. America Special Paper*, 265: 157-177.
- Burg, J.P., Iglesias, M., Laurent, P., Matte, P. & Ribeiro, A. (1981) Variscan intracontinental deformation: the Coimbra-Cordoba shear zone (SW Iberian Peninsula). *Tectonophysics*, 78: 161-177.
- Carvalhosa, A. (1977). Características geológicas do Maciço de Évora (nota preliminar). *Bol. Soc. Geol. Portugal*, 20: 283-312.
- Carvalhosa, A. (1983). Esquema geológico do Maciço de Évora. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, 69: 201-208.
- Carvalhosa, A. (1983-85). Sobre os gnaisses leptiniticos da faixa de Escoural-Alvito (Alentejo) – nota preliminar. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, 24: 213-218.
- Carvalhosa, A. & Zbyzewski, G. (1991). *Notícia Explicativa da Folha 40-B (Reguengos de Monsaraz) da Carta Geológica de Portugal, na escala 1:50.000*. Serv. Geol. Portugal, Lisboa, 51 pp.
- Carvalhosa, A. & Zbyzewski, G. (1994). *Notícia Explicativa da Folha 35-D (Montemor-o-Novo) da Carta Geológica de Portugal, na escala 1:50.000*. Serv. Geol. Portugal, Lisboa, 86 pp.
- Casquet, C. & Galindo, C. (2004). Magmatismo varisco y postvarisco en la Zona de Ossa Morena. *In*: Vera, J.A. (Ed). *Geología de España*. Soc. Geol. España; IGME, Madrid, 194-198.
- Castro, A. (1989). *Petrografia básica: Texturas, Clasificación y Nomenclatura de Rocas*. Paraninfo, Madrid.



- Castro, A., Corretgé, L.G., de la Rosa, J., Enrique, P., Martínez, F.J., Pascual, E., Lago, M., Arranz, E., Galé, C., Fernández, C., Donaire, T. & López, S. (2002). Palaeozoic magmatism. *In: Gibbons, W. & Moreno, T. (Eds). The Geology of Spain.* Geol. Soc. London, London, 117-153.
- Chacón, J., Oliveira, V., Ribeiro, A. & Oliveira, J.T. (1983). La estructura de la Zona de Ossa-Morena. *In: Comba, J.A. (coord), Livro Jubilar J.M. Rios.* Tomo I. IGME, Madrid, 490-504.
- Chappell, B.W. & White, A.J.R. (1974). Two contrasting granite types, *Pac. Geol.*, 8, 173-174.
- Clarke, D.B. (1981). The mineralogy of peraluminous granites: a review. *Can. Mineral.*, 19, 3-17.
- Clarke, D.B. (1992). *Granitoid rocks.* Chapman and Hall, London. 283 pp.
- Collins, W.J., Beams, S.W., White, A.J.R. & Chappell, B.W. (1982). Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 80, 189-200
- Corretgé, L.G. (1983). Las rocas graníticas e granitoides del Macizo Ibérico. *In: Comba, J.A. (coord), Livro Jubilar J.M. Rios.* Tomo I. IGME, Madrid, 569-592.
- Corte, E. (1992) - *Aprender na Escola com as Novas Tecnologias da Informação.* *In: Educação e Computadores.* Gabinete de Estudos e Planeamento (Ed.), Ministério da Educação, Lisboa.
- Costa, D., Viana, A. & Munhá, J. (1990). Petrologia e geoquímica dos maciços de Veiros e Vale Maceira. *VIII Semana de Geoquímica, Resumos das comunicações,* Universidade de Lisboa.
- Debon, F. & Le Fort, P. (1983). A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Trans. R. Soc. Edinburgh Earth Sci.*, 73, 135-149.
- DePaolo, D. (1981). Neodymium Isotopes in the Colorado Front Range and crust-mantle evolution in the Proterozoic. *Nature*, 291, 193-196.
- DePaolo, D.J. and Wasserburg, G.J. (1979). Petrogenetic mixing models and Nd-Sr isotopic patterns. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 43, 615-627
- Dickin, A.P. (1995). *Radiogenic Isotope Geology.* Cambridge University Press, Cambridge. 452 pp.
- Dodson, M.H. (1973). Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 40, 259-273.
- Dodson, M.H. (1979). Theory of cooling ages. *In: Jager, E. & Hunziker, J.C. (Eds) Lectures in Isotope Geology,* Springer-Verlag, 194-202.

- Downes, H. & Duthou, J.L. (1988). Isotopic and trace-element arguments for the lower crustal origin of Hercynian granitoids and pre-Hercynian orthogneisses, Massif Central (France). *Chem. Geol.*, 68, 291-308.
- Evensen, N.H., Hamilton, P.J. & O'Nions, R.K. (1978). Rare earth abundances in chondrite meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 42, 1199-1212.
- Faure, G. (1986). *Principles of Isotope Geology*. John Wiley & Sons, U.S.A., 589 pp.
- Fernandes, A.P., Perdigo, J.C., Carvalho, H.F. & Peres, A.M. (1973). *Notícia Explicativa da Folha 29-D (Castelo de Vide) da Carta Geológica de Portugal, na escala 1:50.000*. Serv. Geol. Portugal, Lisboa, 44 pp.
- Flood, R.H. and Vernon, J.A. (1988). Microstructural evidence of orders of crystallization in granitoid rocks. *Lithos*, 21, 237-245.
- Frost, B.R., Barnes, C.G., Collins, W.J., Arculus, R.J., Ellis, D.J. & Frost, C.D. (2001). A geochemical classification for granitic rocks. *J. Petrol.*, 42, 2033-2048.
- Gallego, D. & Alonso, C. (1995) – *Sistemas Multimedia. In Tecnología Educativa*. Nuevas Tecnologías aplicadas a la educación. Ed. Marfil, Espanha, 165-186.
- Galindo, C. & Casquet, C. (2004). El magmatismo prevarisco de la Zona de Ossa Morena. *In: Vera, J.A. (Ed). Geología de España*. Soc. Geol. España; IGME, Madrid, 190-194.
- Gonçalves, F. (1983). Formações precâmblicas e do Paleozóico superior do flanco meridional do anticlinório de Évora – Moura. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, 69: 269-273.
- Gonçalves, F. & Antunes, M.T. (1992). *Notícia Explicativa da Folha 39-D (Torrão) na escala 1:50.000*. Serv. Geol. Portugal, Lisboa, 86 pp
- Gonçalves, F. & Fernandes, A. (1973). *Notícia Explicativa da Folha 32-B (Portalegre) na escala 1:50.000*. Serv. Geol. Portugal, Lisboa, 45 pp
- Gonçalves, F., Zbyzewski, G. & Coelho, A.V.P. (1975). *Notícia Explicativa da Folha 32-D (Sousel) na escala 1:50.000*. Serv. Geol. Portugal, Lisboa, 49 pp
- Herranz Araújo, P. (1983). El Precámbrico de la Zona de Ossa-Morena. *In: Comba, J.A. (coord), Livro Jubilar J.M. Rios*. Tomo I. IGME, Madrid, 100-108.
- Hurst, S. D. (1998) – *Use of "Virtual" Field Trips in Teaching Introductory Geology*. *Computers & Geosciences*, 24, (7), 653-658.
- Julivert, M. (1983). El Carbonífero: evolución de la sedimentación y desarrollo de la orogénesis herciniana. *In: Comba, J.A. (coord), Livro Jubilar J.M. Rios*. Tomo I. IGME, Madrid, 311-337.

- Julivert, M., Fontboté, J.M., Ribeiro, A. & Conde, L.N. (1974). *Memória Explicativa del Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares (E. 1:1000000)*. IGME, 113 pp.
- Julivert, M., Truyols, J. & Vergés, J. (1983). El Devónico en el Macizo Ibérico. *In*: Comba, J.A. (coord), *Livro Jubilar J.M. Rios*. Tomo I. IGME, Madrid, 265-311.
- La Roche, H. & Leterrier, J. (1973). Transposition du tetraedre minéralogique de Yoder et Tilley dans un diagramme chimique de classification des roches basaltiques. *C. R. Acad. Sci. Paris Ser. D.*, 276, 3115-3118.
- La Roche, H., Leterrier, J., Grandclaude, P. & Marchal, M. (1980). A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagram and major element analysis. Its relationships with current nomenclature. *Chem. Geol.*, 29, 183-210.
- Lancelot, J.R. & Allegret, A. (1982). Radiochronologie U-Pb de l'orthogneisse alcalin de Pedroso (Alto Alentejo, Portugal) et évolution anté-hercynienne de l'Europe Occidentale. *N. Jb. Mineral. Mth.* 9: 385-394.
- Le Maitre, R.W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre, Le Bas, M.J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Woolley, A.R. & Zanettin, B. (1989). *A classification of igneous rocks and glossary of terms*. Blackwell Scientific Publications, Oxford.
- Liñán, E. & Quesada, C. (1990). Ossa Morena Zone: Stratigraphy – Rift phase (Cambrian). *In*: Dallmeyer, R.D. & Martínez García, E. (Eds). *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer, Berlin Heidelberg, 259-266.
- Loiselle, M.C. & Wones, D.R. (1979). Characteristics and origin of anorogenic granites. *Geol. Soc. Am. Abs. with Prog.* 11: 468.
- Lopes, J.M.C., Lopes, L & Lisboa, J.V.V. (1997). Caracterização petrográfica e estrutural dos granitos róseos do Complexo Plutónico de Monforte - Santa Eulália (NE Alentejo, Portugal). *Estudos, Notas e Trabalhos*, Tomo 39, Publicações geocientíficas do INETI.
- Lotze, F. (1945). Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. *Geotektonische Forschungen*, 6: 78-82. (tradução para castelhano de J.M. Rios).
- Ludwig, K.R. (2003). Users manual for Isoplot 3.00, *Berkeley Geochronology Center Special Publication*, 4, 70 pp.
- Mahood, G. & Hildreth, W. (1983). Large partition coefficients for trace elements in high-silica rhyolites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 54, 2015-2050.
- Martínez, F.J. & Gil Ibarguchi, I. (1983). El metamorfismo en el Macizo Ibérico. *In*: Comba, J.A. (coord), *Livro Jubilar J.M. Rios*. Tomo I. IGME, Madrid, 555-569.
- McCulloch, M.T. & Gamble, J.A. (1991). Geochemical and geodynamic constraints on subduction zone magmatism. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 102, 358-374.

- ME, DES (Ministério da Educação, Departamento do Ensino Secundário) (2001). *Programa de Biologia e Geologia - 10º ano - Curso Geral de Ciências Naturais*. Departamento do Ensino Secundário. 62pp.
- Mendes, F. (1967-68). Contribution à l'étude géochronologique par la méthode du strontium des formations cristallines du Portugal. *Bol. Mus. Lab. Min. Geol. Fac. Ciênc. Univ. Lisboa*, 2, 3-157.
- Moita, P., Santos, J.F. & Pereira, M.F. (2005). Dados geocronológicos de rochas intrusivas sin-tectónicas do Maciço dos Hospitais (Montemor-o-Novo, Zona de Ossa Morena). *XIV Semana de Geoquímica / VIII Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa*, Aveiro, 471-474.
- Morris, J.D. & Hart, S.R. (1983). Isotopic and incompatible trace element constraints on the genesis of the island arc volcanics from Cold Bay and Ama Island, Aleutians, and implications for mantle structure. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 47, 2051-2030.
- Munhá, J., Oliveira, J.T., Ribeiro, A., Oliveira, V., Quesada, C. & Kerrich, R. (1986). Beja-Acebuches ophiolite: characterization and geodynamic significance. *Maleo*, 2 (13): 31.
- Murck, B. & Skinner, B. (1999). *Geology Today – Understanding our Planet*. John Wiley & Sons, Inc. U.S.A, 525 pp.
- Nash, W.P. & Crecraft, H.R. (1985). Partition coefficients for trace elements in silicic magmas. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 17, 403-415.
- Oliveira, J.T. (1990). South Portuguese Zone: Stratigraphy and synsedimentary tectonism. In: Dallmeyer, R.D. & Martínez García, E. (Eds). *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer, Berlin Heidelberg, 334-347.
- Oliveira, J.T., Oliveira, V. & Piçarra, J.M. (1991). Traços gerais da evolução tectono-estratigráfica da Zona de Ossa-Morena, em Portugal: síntese crítica do estado actual dos conhecimentos. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, 77: 3-26.
- Pearce, J., Harris, N. & Tindle, A. (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.*, 25, 956-983.
- Perdigão, J., Oliveira, J.T. & Ribeiro, A. (1982). Notícia explicativa da Folha 44-B (Barrancos). *Serv. Geol. Portugal*.
- Pérez-Estaún, A., Bea, F., Bastida, F., Marcos, A., Martínez Catalán, J.R., Martínez Poyatos, D., Arenas, R., Díaz García, F., Azor, A., Simancas, J.F. & González Lodeiro, F. (2004). La cordillera varisca europea: el Macizo Ibérico. In: Vera, J.A. (Ed). *Geología de España*. Soc. Geol. España; IGME, Madrid, 21-25.

- Pinto, M.S. (1984). Granitóides caledónicos e hercínicos na Zona de Ossa Morena (Portugal) – nota sobre aspectos geocronológicos. *Memórias e Notícias*, Publ. Mus. Lab. Mineral. Geol. Univ. Coimbra, 97: 81-94.
- Priem, H.N.A., Boelrijk, N.A.I.M., Verschure, R.H., Hebeda, E.H. & Verdurmen, E.A.T. (1970). Dating events of acid plutonism through the Paleozoic of the Western Iberian Peninsula. *Eclogae Geol. Helv.* 63: 255-274
- Quesada, C. (1990a). Ossa Morena Zone: Introduction. *In*: Dallmeyer, R.D. & Martínez García, E. (Eds). *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer, Berlin Heidelberg, 249-251.
- Quesada, C. (1990b). Precambrian sucssions in SW Iberia: their relationship to “Cadomian” orogenic events. *In*: D’Lemos, R.S., Strachan, R.A. & Topley, C.G. (Eds). *The Cadomian Orogeny*. Geological Society Special Publication, 51: 353-362.
- Quesada, C., Apalategui, O., Eguiluz, L., Liñán, E. & Palácios, T. (1990a). Ossa Morena Zone: Stratigraphy - Precambrian. *In*: Dallmeyer, R.D. & Martínez García, E. (Eds). *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer, Berlin Heidelberg, 252-258.
- Quesada, C. & Munhá, J. (1990). Ossa-Morena Zone: Metamorphism. *In*: Dallmeyer, R.D. & Martínez García, E. (Eds). *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer, Berlin Heidelberg, 314-320.
- Quesada, C., Robardet, M. & Gabaldon, V. (1990b). Ossa Morena Zone: Stratigraphy – Synorogenic phase (Upper Devonian – Carboniferous – Lower Permian). *In*: Dallmeyer, R.D. & Martínez García, E. (Eds). *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer, Berlin Heidelberg, 273-279.
- Ribeiro, A., Antunes, M.T., Ferreira, M.P., Rocha, R.B., Soares, A.F., Zbyszewski, G., Moitinho de Almeida, J.H., Carvalho, D. & Monteiro, J.H. (1979). *Introduction a la Géologie Générale du Portugal*. Serv. Geol. Portugal, Lisboa, 114 pp.
- Ribeiro, A., Quesada, C. & Dallmeyer, R.D. (1990). Geodynamic evolution of the Iberian Massif. *In*: Dallmeyer, R.D., Martínez García, E. (Eds). *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer, Berlin Heidelberg, 399-409.
- Ribeiro, O., Teixeira, C., Carvalho, H., Peres, A., Fernandes, A.P., Assunção, C.T. & Pilar, L. (1965). *Notícia Explicativa da Folha 28-B ( Nisa) da Carta Geológica de Portugal, na escala 1:50.000*. Serv. Geol. Portugal, Lisboa, 29 pp.
- Rickwood, P.C. (1989). Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements. *Lithos*, 22, 247-263.

- Robardet, M. & Gutiérrez Marco, J.C. (1990). Ossa Morena Zone: Stratigraphy – Passive margin phase (Ordovician – Silurian – Devonian). *In*: Dallmeyer, R.D., Martínez García, E. (Eds). *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer, Berlin Heidelberg, 267-270.
- Rollinson, H. (1993). *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. Longman Group UK Limited. 352 pp.
- Sánchez Carretero, R., Eguiluz, L., Pascual, E. & Carracedo, M. (1990). Ossa Morena Zone: Igneous rocks. *In*: Dallmeyer, R.D. & Martínez García, E. (Eds). *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer, Berlin Heidelberg, 292-313.
- Sánchez-García, T., Bellido, F. & Quesada, C. (2003). Geodynamic setting and geochemical signatures of Cambrian-Ordovician rift-related igneous rocks (Ossa Morena Zone, SW Iberia). *Tectonophysics*, 365: 233-255.
- Santos, J.F. (1990). *Petrologia do Sector Ocidental da Unidade de Odivelas (Maciço de Beja)*. Provas de aptidão pedagógica e capacidade científica, Universidade de Aveiro, 226 pp.
- Santos, J.F., Mata, J., Gonçalves, F. & Munhá, J. (1987). Contribuição para o conhecimento geológico-petroológico da região de Santa Susana: o complexo vulcano-sedimentar da Toca da Moura. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, 73: 29-48
- Saunders, A.D., Norry, M.J. & Tarney, J. (1991). Fluid influence on the trace element composition of subduction zone magmas. *Phil. Trans. Royal Soc. London*, 335: 377-392.
- Shand, S.J. (1951). *The study of rock*. Thomas Murby & Co, London, 236 pp.
- Shelley, D. (1993). *Igneous and Metamorphic Rocks under the Microscope*. Chapman & Hall, London, 445 pp.
- Stille, H. (1924). *Grundfragen der Vergleichenden Tektonik*. Borntraeger, Berlin. 443 pp.
- Sun, S. & McDonough, W.F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *In* Saunders, A D. & Norry, M.J. (Eds.). *Magmatism in the Ocean Basins*. Geol. Soc. Spec. Publ., nº 42, London, 313 – 345.
- Taylor, P.N., Jones, N.W. & Moorbath, S. (1984). Isotopic assessment of relative contributions from crust and mantle sources to magma genesis of Precambrian granitoid rocks. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, A310, 605-625.
- Tar buck, E.J. & Lutgens, F.K. (2000). *Ciencias de la Tierra- Una introducción a la Geología Física*. Prentice Hall, Madrid.
- Thorpe, R. & Brown, G. (1985). *The Field Description of Igneous Rocks*. Geological Society of London Handbook Series. John Wiley & Sons. 154 pp.

- Truyols, J. & Julivert, M. (1983). El Silúrico en el Macizo Ibérico. *In: Comba, J.A. (coord), Livro Jubilar J.M. Rios*. Tomo I., IGME, Madrid, 246-265.
- Vera, J.A., Ancochea, E., Barnolas, A., Bea, F., Calvo, J.P., Civis, J., De Vicente, G., Fernández-Gianotti, J., García-Cortés, A., Pérez-Estaún, A., Pujalte, V., Rodríguez-Fernández, L.R., Sopeña, A. & Tejero, R. (2004). Introducción. *In: Vera, J.A. (Ed). Geología de España*. Soc. Geol. España; IGME, Madrid, 3-17.
- White, A.J.R. (1979). Sources of granite magmas. *Geol. Soc. Am. Abs. with Prog.* 11: 539.
- White, A.J.R. & Chappell, B.W. (1977). Ultrametamorphism and granitoid genesis. *Tectonophysics*, 43, 7-22.
- Wilson, M. (1989). *Igneous Petrogenesis*. Unwin Hyman Ltd., London. 466 pp.
- Winter, J. (2001). *An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology*. Prentice Hall. 697pp.
- Zamarreño, I. (1983). El Cámbrico en el Macizo Ibérico. *In: Comba, J.A. (coord), Livro Jubilar J.M. Rios*. Tomo I. IGME, Madrid, 117-191.

**Outras obras de consulta:**

<http://www.geo.cornell.edu>

<http://www.whitman.edu/geology/winter/Petrology/Ch%2008%20Major%20Elements>.

## ANEXO I

### PREPARAÇÃO QUÍMICA DE AMOSTRAS DE ROCHAS E MINERAIS PARA DETERMINAÇÃO DE $\text{Fe}^{2+}$





## **AI.1 INTRODUÇÃO**

A metodologia analítica para o  $\text{Fe}^{2+}$  que a seguir se descreve é utilizada no Laboratório de Geoquímica II do Departamento de Geociências da UA. Foi estabelecida com a colaboração de dois investigadores do Imperial College, o Prof. J. Nolan e P. Watkins, ao abrigo da Acção Integrada Luso-Britânica B-58/00, contando ainda com o apoio do Departamento de Geociências e da Unidade de I&D “ELMAS”.

Os procedimentos que serão aqui enunciados foram por mim realizados, sob supervisão da Dr.<sup>a</sup> Estela Martins, professora associada do Departamento de Geociências da Universidade de Aveiro.

## **AI.2 DESCRIÇÃO DA METODOLOGIA ANALÍTICA**

### **AI.2.1 CARACTERIZAÇÃO GERAL**

Os procedimentos seguidos na UA para a análise do  $\text{Fe}^{2+}$  em rochas e minerais compreendem duas fases principais:

1. dissolução das amostras com ácido fluorídrico, na presença de metavanadato
2. determinação da concentração de  $\text{Fe}^{2+}$  por titulação com dicromato de potássio.

#### **a) Moagem das amostras**

Todas as amostras devem ser previamente moídas até uma granulometria inferior a cerca de 200 mesh.

A turmalina, a estaurolite, a pirite, a ilmenite, a magnetite, a granada, a siderite e a cromite dissolvem-se muito dificilmente no ácido fluorídrico, pelo que as amostras que contenham estes minerais devem ser moídas até uma granulometria muito fina (menos de 400 mesh).

#### **b) Pesagem**

Por cada grupo de amostras a analisar devem ser preparados 3 brancos, 2 padrões internacionais de referência (ou 1 padrão internacional e 1 padrão interno) e 2 amostras repetidas.

Antes de se iniciar a pesagem das amostras, deve-se fazer uma estimativa do seu teor em FeO, podendo para isso utilizar-se o teor de FeO total (ou Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> total). A quantidade de amostra a pesar dependerá da concentração de FeO:

- para as amostras que contenham menos de 6% FeO, deve-se pesar 0.5000 g
- para as amostras que contenham mais de 15% FeO, deve-se pesar 0.1000 g

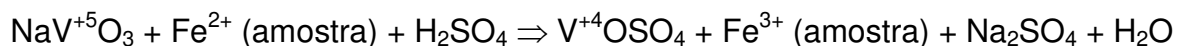
### c) Dissolução com HF

A maioria das amostras necessitam de apenas 2 dias para ficarem totalmente dissolvidas. Algumas amostras poderão contudo precisar de um período mais longo para que se dissolvam totalmente (por vezes até 7 dias).

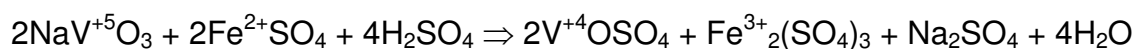
### d) Titulação

Após a dissolução da amostra por acção do ácido fluorídrico, as reacções envolvidas no processo são as seguintes:

- oxidação do Fe<sup>2+</sup> da amostra



- neutralização do excesso de metavanadato resultante da reacção anterior



- titulação com dicromato de potássio do excesso de sulfato ferroso resultante da reacção anterior



## AI.2.2 PROCEDIMENTO ANALÍTICO

Antes de iniciar a preparação das amostras é importante ler atentamente a “Descrição geral da metodologia analítica”.

**1** – Pipetar 10.00 ml da solução 0.05 N de metavanadato de amónia para um frasco de plástico de 125 ml.

**2** - Pesar  $0.2000 \pm 0.0002$  g de amostra em pó.

**3** – Com a ajuda de um pequeno funil de plástico (de tubo curto), transferir a amostra para o frasco que contem o metavanadato. Com o funil ainda colocado dentro do frasco, lavá-lo com um pouco de  $H_2O$  desmineralizada. Ao lavar o funil, a água deve ser inicialmente dirigida para uma parte limpa do funil (geralmente o bordo superior).

**4** - Verificar se ficaram resíduos de amostra dentro do tubo do funil e, em caso afirmativo, proceder a nova lavagem. Agitar um pouco o frasco para que o pó da amostra se disperse na solução.



Figura A1- Etapa de pesagem das amostras.

**5** – Trabalhando dentro da hote, adicionar à solução anterior  $8 \pm 1$  ml de HF concentrado. Agitar um pouco o frasco para misturar bem a solução e a amostra. Tapar o frasco com a tampa e deixá-lo dentro da hote durante dois dias. Após a dissolução as

soluções adquirem um tom azul marinho. Quanto mais carregado for, maior será a quantidade de Fe presente na solução.

**6** – Com a ajuda de um funil de plástico, adicionar 60 ml de ácido bórico 5%. Ter cuidado para que o funil não toque na solução contida dentro do frasco. Tapar de novo o frasco e deixá-lo durante a noite na hote para facilitar a dissolução de qualquer precipitado que se tenha formado.



Figura A2- Etapa de ataque químico das amostras com ácido fluorídrico.

**7** – Trabalhando ainda dentro da hote, transferir a solução contida no frasco para um copo de vidro de 600 ml. Lavar o frasco com cerca de 120 ml de ácido bórico 5% e adicionar a solução de lavagem à que já se encontra no copo (efectuar a lavagem em duas vezes – 2 x 60 ml). Ao transferir a solução do frasco para o copo de vidro, deve-se lançar o líquido para a parede do copo, para evitar os salpicos.

**8** – Imediatamente antes de iniciar a titulação, pipetar 10.00 ml da solução de sulfato ferroso amoniacal 0.055 N e adicioná-lo à solução da amostra. Depois da adição, tocar com a ponta da pipeta 3 vezes na superfície da solução da amostra. O líquido que ainda fica na pipeta deve ser descartado. Misturar bem a solução com uma vareta de plástico. A solução da amostra adquire um tom azul esverdeado após a adição do sulfato ferroso amoniacal.

**9** – Pipetar 2 ml da solução do indicador e adicionar à solução da amostra.

**10** – Usando uma microbureta de 5 ou 10 ml, com precisão de 0.02 ml, titular as soluções obtidas, usando como titulante uma solução de dicromato de potássio 0.05 N. As primeiras soluções a serem titulados devem ser os Brancos.

A titulação deve ser efectuada lentamente (de preferência gota a gota), e a cada nova adição do titulante a solução da amostra deve ser agitada com uma vareta de plástico, de forma a que as variações de cor que se vão produzindo na solução possam ser facilmente reconhecidas. Qualquer gota do titulante que fique suspensa da microbureta, deve ser retirada com a vareta de plástico e adicionada à solução da amostra.

A adição do titulante provoca o aparecimento de uma cor violeta, que no início desaparece rapidamente quando se agita a solução.

**11** – Quando a solução adquire um tom azul/verde amarelado e a cor violeta provocada pela adição do titulante começa a demorar mais a desaparecer, pipetar aproximadamente 5 ml da “mistura ácida” e adicioná-la à solução. Misturar bem a solução com a vareta de plástico e continuar a titulação, tal como descrito no ponto anterior até que a solução adquire um tom azul acinzentado (neste momento está-se muito próximo do ponto de viragem da titulação).

**12** – Continuar muito lentamente a titulação até que a cor acinzentada se transforma em violeta claro (violeta azulado), o que corresponde ao ponto de viragem (ponto final da titulação). Anotar o volume de titulante gasto na titulação.

**ATENÇÃO:** O volume gasto na titulação do Branco deve ser aproximadamente de 1 ml. Se o volume gasto na titulação do Branco for inferior a 0.4 ml, deve preparar-se uma nova solução de sulfato ferroso amoniacal.



Figura A3- Panorâmica do Laboratório de Geoquímica II do Departamento de Geociências da UA.

### AI.2.3 Cálculos

Após a titulação, a concentração de  $\text{Fe}^{2+}$  na amostra determina-se de acordo com a seguinte equação:

$$\% \text{ wt FeO} = [(V_1 - V_2) / P] \times N \times F \times F_c$$

onde  $V_1$  – volume de  $\text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$  gasto na titulação do branco, em ml

$V_2$  – volume de  $\text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$  gasto na titulação da amostra, em ml

P – peso da amostra, em g

N – normalidade do  $\text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$

F = 7.185 (peso molecular do FeO / 10)

$F_c$  – Factor de correcção

#### a) Factor de correcção

O resultado obtido pela fórmula anterior deve ser multiplicado por um factor de correcção, que está relacionado com o número de dias que as amostras estiveram em contacto com o HF, antes de se adicionar o ácido bórico (ponto 5 dos procedimentos analíticos). Os factores de correcção, estabelecidos empiricamente, são os seguintes:

- 1.004 - para as amostras que estiveram 2 dias em contacto com o HF
- 1.006 - para as amostras que estiveram 7 dias em contacto com o HF

**b) Cálculo do teor de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$** 

$$\text{Teor de } \text{Fe}_2\text{O}_3 \text{ na amostra} = \text{Fe}_2\text{O}_3 \text{ total} - \text{FeO} \times 1,1113$$

Nas amostras que contêm quantidades apreciáveis de sulfuretos ou de carbono orgânico, as concentrações de FeO, obtidas pelo método analítico aqui adotado, são anormalmente elevadas, podendo o teor de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  da amostra calculado pela fórmula anterior dar um valor negativo.



## **ANEXO II**

### **RESULTADOS DAS ANÁLISES QUÍMICAS DAS AMOSTRAS DE GRANITÓIDES DA ZONA DE OSSA MORENA**

## AII.1 ANÁLISES QUÍMICAS DE ELEMENTOS MAIORES DOS GRANITÓIDES PRÉ-VARISCOS

	GRANITÓIDES PRÉ-VARISCOS		
	MACIÇO DE PORTALEGRE		MACIÇO DE ALCÁÇOVAS
	Ossa-4D	Ossa-5C	Ossa-43B
SiO <sub>2</sub>	76.27	76.46	72.98
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.95	12.97	14.37
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>t</sup>	1.37	1.41	2.37
MnO	0.016	0.009	0.039
MgO	0.16	0.11	0.39
CaO	0.55	0.18	1.42
Na <sub>2</sub> O	3.25	2.81	3.77
K <sub>2</sub> O	4.83	4.69	4.27
TiO <sub>2</sub>	0.127	0.061	0.318
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.15	0.20	0.06
LOI	0.76	1.13	0.24
Total	100.41	100.02	100.23
FeO	0.85	0.88	1.47
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.43	0.44	0.74

### NORMA CIPW

MINERAIS NORMATIVOS	GRANITÓIDES PRÉ-VARISCOS		
	ORTOGNAISSES DE PORTALEGRE		ORTOGNAISSES DE ALCÁÇOVAS
	Ossa-4D	Ossa-5C	Ossa-43B
QUARTZO	37.60	42.21	30.24
CORINDO	1.75	3.31	1.11
ORTOSE	28.66	28.07	25.29
ALBITE	27.58	24.03	31.98
ANORTITE	1.75	-	6.65
DIÓPSIDO	-	-	-
HIPERSTENA	1.43	0.93	3.32
MAGNETITE	0.62	0.96	0.65
HEMATITE	-	-	-
ILMENITE	0.25	0.11	0.61
APATITE	0.35	0.46	0.14
TOTAL	99.99	100.08	100.00

## AII.2 ANÁLISES QUÍMICAS DE ELEMENTOS MAIORES DOS GRANITÓIDES SIN-TECTÓNICOS

	GRANITÓIDES SIN-TECTÓNICOS								
	Maciço do NE Alentejano					Maciço de Évora			
	Ossa-6C	Ossa 17A	Ossa-20	Ossa-26	Ossa-29	Ossa 34	Ossa 40	Ossa 46	Ossa 50A
SiO <sub>2</sub>	73.73	46.62	52.99	53.21	66.78	58.35	62.65	66.20	64.39
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.14	16.76	13.90	16.02	15.80	18.38	17.50	15.54	17.27
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.22	6.40	8.43	7.22	4.09	6.61	5.12	4.92	4.15
MnO	0.030	0.114	0.156	0.133	0.080	0.116	0.079	0.083	0.084
MgO	0.24	9.33	8.37	7.59	1.77	2.93	2.32	2.91	2.18
CaO	1.28	16.32	7.66	9.75	4.23	6.57	4.69	2.66	5.17
Na <sub>2</sub> O	4.19	1.49	2.17	2.02	2.91	3.61	3.90	3.79	3.45
K <sub>2</sub> O	3.47	0.28	3.44	1.77	2.71	1.51	2.24	2.43	2.37
TiO <sub>2</sub>	0.218	0.623	0.948	0.563	0.488	0.717	0.796	0.581	0.539
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.06	0.04	0.69	0.13	0.11	0.17	0.26	0.08	0.15
LOI	0.71	2.13	0.13	2.03	1.06	0.69	0.82	0.93	0.74
Total	100.29	100.09	98.87	100.44	100.03	99.65	100.38	100.11	100.49
FeO	1.38	1.53	5.77	4.48	2.71	4.52	3.50	3.26	2.75
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.69	4.38	2.02	2.24	1.08	1.58	1.23	1.30	1.10

## NORMA CIPW

MINERAIS NORMATIVOS	GRANITÓIDES SIN-TECTÓNICOS								
	Maciço do NE Alentejano					Maciço de Évora			
	Ossa-6C	Ossa 17A	Ossa-20	Ossa-26	Ossa-29	Ossa 34	Ossa 40	Ossa 46	Ossa 50A
Quartzo	33.03	-	-	4.26	26.86	11.46	15.86	23.48	19.91
CORINDO	1.31	-	-	-	0.64	-	0.75	2.06	-
ORTOSE	20.62	1.71	20.74	10.70	16.25	9.04	13.36	14.54	14.06
ALBITE	35.62	9.09	18.79	17.43	24.96	31.05	33.34	32.41	29.36
ANORTITE	6.01	39.18	18.39	30.05	20.56	29.95	21.77	12.82	24.76
DIÓPSIDO	-	34.75	12.85	14.80	-	1.67	-	-	0.04
HIPERSTENA	1.25	-	20.66	18.05	7.95	12.73	12.23	11.47	8.86
MAGNETITE	1.61	2.28	0.72	3.32	1.58	2.32	0.57	1.91	1.61
HEMATITE	-	-	-	-	-	-	-	-	-
ILMENITE	0.42	1.22	1.84	1.08	0.93	1.39	1.52	1.12	1.03
APATITE	0.14	0.09	1.62	0.30	0.25	0.39	0.60	0.19	0.35
TOTAL	100.01	97.49	99.98	99.99	99.99	100.00	100.00	100.00	99.98

NOTA: os valores de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e FeO das amostras Ossa 6, 20, 29, 34, 40 e 50 foram determinados experimentalmente.

### AII.3 ANÁLISES QUÍMICAS DE ELEMENTOS MAIORES DOS GRANITÓIDES TARDI-PÓS-TECTÓNICOS

	GRANITÓIDES TARDI-PÓS-TECTÓNICOS											
	Maciço do NE Alentejano					Maciço de Beja		Maciço de Évora				
	Ossa 2	Ossa 12	Ossa 19	Ossa 21	Ossa 25A	Ossa 35	Ossa 43F	Ossa 31A	Ossa 37	Ossa 39	Ossa 42B	Ossa 49B
SiO <sub>2</sub>	71.32	71.55	78.38	72.30	65.68	60.48	66.38	63.02	69.24	74.07	61.82	72.65
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.90	15.16	11.97	14.08	15.47	16.27	16.46	15.90	15.05	14.30	17.51	14.74
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.39	1.77	1.14	2.10	3.95	6.61	3.74	5.47	2.76	1.79	5.26	1.83
MnO	0.037	0.035	0.015	0.047	0.061	0.108	0.031	0.101	0.060	0.043	0.081	0.039
MgO	0.69	0.57	0.05	0.92	2.11	2.74	1.37	3.37	0.84	0.51	2.39	0.52
CaO	1.87	1.76	0.38	1.92	3.31	5.42	4.41	5.34	2.68	1.28	4.36	1.73
Na <sub>2</sub> O	3.72	3.37	3.47	3.43	3.54	3.83	4.89	2.61	3.97	2.97	3.65	3.54
K <sub>2</sub> O	3.75	4.74	4.34	4.29	4.08	2.43	1.19	2.88	3.24	4.24	2.54	3.77
TiO <sub>2</sub>	0.354	0.291	0.066	0.350	0.655	0.917	0.586	0.634	0.350	0.224	0.844	0.218
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.22	0.14	0.02	0.08	0.17	0.17	0.14	0.12	0.10	0.20	0.29	0.17
LOI	0.90	0.81	0.57	0.65	0.51	1.15	1.01	0.77	0.50	0.85	1.30	0.75
Total	100.15	100.20	100.40	100.17	99.54	100.12	100.21	100.23	98.78	100.48	100.04	99.95
FeO	1.48	1.10	0.71	1.30	2.61	4.52	2.47	3.62	1.83	1.11	3.60	1.14
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.74	0.55	0.35	0.65	1.05	1.58	0.99	1.45	0.73	0.56	1.26	0.57

#### NORMA CIPW

MINERAIS DA NORMA	GRANITÓIDES TARDI-PÓS-TECTÓNICOS											
	Maciço do NE Alentejano					Maciço de Beja		Maciço de Évora				
	Ossa 2	Ossa 12	Ossa 19	Ossa 21	Ossa 25A	Ossa 35	Ossa 43F	Ossa 31A	Ossa 37	Ossa 39	Ossa 42B	Ossa 49B
QUARTZO	29.66	28.83	40.67	30.23	18.81	12.52	18.39	18.39	26.49	37.26	17.11	32.70
CORINDO	1.84	1.61	0.92	0.50	-	-	-	-	0.38	2.99	1.54	2.09
ORTOSE	22.04	28.07	25.71	25.53	24.41	14.60	7.09	17.20	19.50	25.18	15.25	22.22
ALBITE	31.31	28.60	29.45	29.19	30.08	32.92	41.80	22.34	34.27	25.22	31.39	29.87
ANORTITE	7.79	7.82	1.75	9.05	14.44	20.32	19.69	23.40	12.89	5.09	20.08	7.47
DIÓPSIDO	-	-	-	-	0.86	4.82	1.26	2.14	-	-	-	-
HIPERSTENA	4.06	3.12	0.49	3.70	7.90	10.33	5.72	14.15	4.48	2.56	10.44	3.19
MAGNETITE	2.13	1.07	0.84	0.94	1.54	2.32	1.42	0.91	1.07	0.81	1.86	1.65
HEMATITE	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
ILMENITE	0.66	0.55	0.13	0.66	1.25	1.77	1.12	1.22	0.68	0.44	1.63	0.42
APATITE	0.51	0.32	0.05	0.19	0.39	0.39	0.32	0.28	0.23	0.46	0.67	0.39
TOTAL	100.00	99.99	100.01	99.99	99.98	99.99	99.99	100.03	99.99	100.01	99.98	100.00

## **ANEXO III**

PROGRAMA DA DISCIPLINA DE BIOLOGIA E GEOLOGIA  
10ºANO

O Quadro seguinte inclui uma visão geral dos Temas propostos para o programa do 10º ano de Geologia, apenas ao nível dos conteúdos conceptuais.

### Visão geral dos Temas (conteúdos conceptuais)

Tema I – A Geologia, os geólogos e os seus métodos	Tema II – A Terra no espaço	Tema III – Compreender a estrutura e a dinâmica da geosfera
<p>Apresentação de uma questão problemática.</p> <p><b>1.A Terra e os seus subsistemas em interacção.</b></p> <p>1.1 Subsistemas terrestres (geosfera, atmosfera, hidrosfera e biosfera)</p> <p>1.2 Interacção de subsistemas</p> <p><b>2.As rochas, arquivos que relatam a História da Terra</b></p> <p>2.1 Rochas sedimentares</p> <p>2.2 Rochas magmáticas e metamórficas</p> <p>2.3 Ciclo das rochas</p> <p><b>3.A medida do tempo e a idade da Terra</b></p> <p>3.1 Datação relativa e datação absoluta</p> <p>3.3 Memória dos tempos geológicos.</p> <p><b>4.A Terra, um planeta em mudança</b></p> <p>4.1 Princípios básicos do raciocínio geológico</p> <p>4.1.1 O presente é a chave do passado (actualismo geológico)</p> <p>4.1.2 Processos violentos e tranquilos (catastrofismo e uniformitarismo)</p> <p>4.2 O mobilismo geológico</p> <p>4.2.1 As placas tectónicas</p> <p>4.2.2 Limites entre placas</p> <p>4.2.3 Movimentos de placas e correntes de convecção</p>	<p>Apresentação de uma questão problemática.</p> <p><b>1. Big-bang – o nascimento do Universo.</b></p> <p><b>2. Formação do Sistema Solar</b></p> <p>2.1 Provável origem do Sol e dos planetas</p> <p>2.2 Planetas, asteróides e meteoritos</p> <p>2.3 A Terra – acreção e diferenciação</p> <p><b>3. A Terra e os planetas telúricos</b></p> <p>3.1 Manifestações da actividade geológica</p> <p>3.2 Impactismo</p> <p>3.3 Atmosferas</p> <p>3.4 Sistema Terra-Lua, um exemplo paradigmático</p> <p><b>4. A Terra, um planeta muito especial</b></p> <p>4.1 Interfaces – geosfera/ restantes subsistemas</p> <p>4.2 A face rochosa da Terra</p> <p>4.2.1 Repartição das terras e dos mares</p> <p>4.2.2 Continentes e bacias oceânicas</p> <p>4.3 Intervenções do Homem nos subsistemas terrestres</p> <p>4.3.1 Impactos na geosfera</p> <p>4.3.2 Protecção ambiental e desenvolvimento sustentável</p>	<p>Apresentação de uma questão problemática.</p> <p><b>1. Métodos de estudo para o interior da geosfera</b></p> <p><b>2.Vulcanologia</b></p> <p>2.1 Conceitos básicos</p> <p>2.2 Vulcões e tectónica de placas</p> <p>2.3 Minimização de riscos vulcânicos– previsão e prevenção</p> <p><b>3.Sismologia</b></p> <p>3.1. Conceitos básicos</p> <p>3.2 Sismos e tectónica de placas</p> <p>3.3 Minimização de riscos sísmicos– previsão e prevenção</p> <p>3.4 Modelo sismológico do interior da Terra</p> <p><b>4.Estrutura interna da geosfera – um modelo explicativo</b></p> <p>4.1 Zonas superficiais - crosta continental e oceânica.</p> <p>4.2 Litosfera.</p> <p>4.3 Astenosfera.</p> <p>4.4 Zonas profundas.</p> <p>4.4.1 Manto superior e inferior.</p> <p>4.4.2 Núcleo externo e interno.</p>

